ERDMAGNETISCHE TIEFENSONDIERUNG MIT VARIATIONEN UND PULSATIONEN IM EINFLUSSBEREICH DER NORDDEUTSCHEN LEITFÄHIGKEITSANOMALIE

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Georg-August-Universität zu Göttingen

vorgelegt von

Erich Steveling
aus Bochum

Göttingen 1973

ERDMAGNETISCHE TIEFENSONDIERUNG MIT VARIATIONEN UND PULSATIONEN IM EINFLUSSBEREICH DER NORDDEUTSCHEN LEITFÄHIGKEITSANOMALIE

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Georg-August-Universität zu Göttingen

vorgelegt von

Erich Steveling
aus Bochum

Göttingen 1973

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

D 7
Referent: Prof. Dr. M. Siebert
Korreferent : Prof. Dr. U. Schmucker
Tag der mündlichen Prüfung: 1. November 1973

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung 1

2. Beschreibung einer mobilen Pulsationsstation 4
   2.1 Das GRENET'sche Prinzip zur Registrierung erdmagnetischer Pulsationen 4
   2.2 Die Konzeption einer mobilen Pulsationsstation 6
   2.3 Fotoverstärkung 9
   2.4 Thermostatkontrolle und Eichung 16
   2.5 Digitaluhr 23
   2.6 Quarzuhr 27
   2.7 Registriereinrichtung 30

3. Registrierungen in Norddeutschland 32
   3.1 Durchführung 32
   3.2 Registrierbeispiele 35

4. Analyse der Daten 43
   4.1 Digitalisieren der Filmregistrierungen 43
   4.2 Harmonische Analyse 45
   4.3 Amplituden- und Phasenvergleich 50
   4.4 Induktionspfeile 53
   4.5 Komplexe Übertragungskoeffizienten 58

5. Modellrechnungen zur norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie 66
   5.1 Einige Grundbegriffe 66
   5.2 Grundlagen zweidimensionaler Modellrechnungen 70
   5.3 Aus Variationsregistrierungen ermittelte Modelle der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie 77
   5.4 Pulsationsanomalien in Norddeutschland und der Beitrag der Pulsationen zur Deutung der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie 88

6. Vergleich und Interpretation der Modelle 96
6.1 Modellvergleich 96
6.2 Geologische Interpretation der Modelle 102
6.3 Thesen zur Deutung der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie 109

7. Zusammenfassung 118

8. Anhang 121
I. Skalenfaktoren 121
II. Technische Daten einiger Bauteile der mobilen Pulsationsstationen 123
III. Stationsübersicht 124
IV. Mittelwert und Streuung von Winkeln 125
V. Induktionspfeile nach WIESE 126
VI. Übertragungskoeffizienten zwischen Vertikal- und Horizontalkomponenten 130
VII. Modell 2 140

9. Literaturverzeichnis 141

1. Einleitung

Bei einem Vergleich von erdmagnetischen Variations-Registrierungen der Observatorien Wingst und Niemegk fielen MEYER [1951] Unterschiede in der Vertikalkomponente auf. Er vermutete, daß dieser unterschiedliche Verlauf nicht wie bei den Horizontalkomponenten überwiegend durch ionosphärische Ströme, sondern durch eine Anomalie der Leitfähigkeit im Untergrund zwischen den Observatorien verursacht wird. Mit einer transportablen Registrierstation konnte dann FLEISCHER [1954] diese "norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie" genauer lokalisieren und mit einem ersten einfachen Modell deuten.

BARTELS [1954] sah die Möglichkeit, mit derartigen Messungen die Bestimmung der Leitfähigkeit des Erdinneren um eine neue Methode, die "erdmagnetische Tiefensondierung", zu erweitern. Seitdem spricht man von erdmagnetischer Tiefensondierung, wenn die elektrische Leitfähigkeit im Untergrund durch Dreikomponenten-Messungen des variablen erdmagnetischen Feldes an der Oberfläche bestimmt werden soll.

Die Schwankungen des erdmagnetischen Feldes werden durch elektrische Ströme in der Ionosphäre und Magnetospäre hervorgerufen. Das an der Erdoberfläche beobachtete Feld setzt sich aus einem äußeren (primären) und einem inneren (sekundären) Anteil zusammen. Ursache des Sekundärfeldes sind die vom Primärfeld in der leitenden Erde induzierten Ströme.

Seit GAUSS ist bekannt, wie innerer und äußerer Anteil eines langsam variablen Magnetfeldes getrennt werden können. Mit einfachen Induktions-Modellen zur Deutung des inneren Anteils läßt sich die Leitfähigkeit der Erde abschätzen. So geben CHAPMAN und BARTELS [1940] ein konzentrisches Zweischichten-Modell an, das aus einer äußeren nichtleitenden, 250 km dicken Schale und einem gutleitenden Kern (spez. Widerstand 28 Ωm) besteht. LAHIRI und PRICE [1939] ergänzten das Modell durch die zusätzliche Annahme einer gutleitenden, dünnen äußeren Schale.

Mit den variablen Magnetfeldern sind veränderliche elektrische Felder verbunden. Darauf basiert die Magnetotellurik von CAGNIARD [1953]. Diese Methode setzt Registrierungen des horizontalen elektromagnetischen Feldes voraus und ermöglicht dann, den vertikalen Verlauf der Leitfähigkeit - insbesondere innerhalb der Erdkruste - zu ermitteln.

Potentialmethode, Magnetotellurik und erdmagnetische Tiefensondierung ergänzen einander. Mit der Potentialmethode, ergänzt durch Induktionsrechnungen, läßt sich vor allem die Leitfähigkeit in größerer Tiefe abschätzen. Die Magnetotellurik liefert die normale, nur tiefenabhängige Leitfähigkeit der Kruste. Mit der erdmagnetischen Tiefensondierung werden besonders anomale Leitfähigkeitsverteilungen, d.h. Änderungen in lateraler Richtung, erfaßt.

Die Leitfähigkeitsverteilung im Erdinneren ist eng mit der dort herrschenden Temperatur verknüpft, wie man aus Laboruntersuchungen an Gesteinen weiß. Diese Verknüpfung trifft insbesondere auch unter den Zustandsbedingungen im oberen Erdmantel zu. Im Augenblick scheint die erdmagnetische Tiefensondierung das geeignetste Verfahren zu sein, regionale Temperaturanomalien oder Aufwölbungen im oberen Mantel zu erkennen.

Auf Grund umfangreicher, flächenhafter Messungen im Bereich der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie [O.MEYER; SCHMUCKER, 1959] vermutete SCHMUCKER unter Norddeutschland auch eine derartige Ost-West streichende Aufwölbung. Inzwischen wurden und werden in vielen Regionen der Erde Leitfähigkeitsanomalien entdeckt und erforscht, z.B. in Japan [RIKITAKE,1952], Mittel- und Südosteuropa [WIESE,1965] und Nordamerika [SCHMUCKER,1970]. Nach weiteren Untersuchungen im Einflußbereich der norddeutschen Anomalie [VOPPEL, 1962; HESSE, 1967] konzentrierte sich in der Bundesrepublik das Interesse auf zwei neue Regionen, nämlich die Göttinger D-Anomalie [KREMSER, 1962; WINTER, 1966] und die Oberrheingraben-Anomalie [WINTER, 1971]. Eine Übersicht über europäische Leitfähigkeitsanomalien findet man bei UNTIEDT [1970].

Die genannten Autoren haben Anomalien im Bereich langperiodischer Störungen (Variationen mit Perioden um 1 Stunde) untersucht. Durch den Skineffekt dringen kurzperiodische Störungen weniger tief in die leitenden Schichten der Erde ein. Der Einfluß einer Leitfähigkeitsanomalie auf erdmagnetische Registrierungen ist also frequenzabhängig, und man darf daher davon ausgehen, daß die Tiefenlage der Anomalie um so besser bestimmt werden kann, je genauer die Frequenzabhängigkeit bekannt ist.

Soll auch der kurzperiodische Anteil erdmagnetischer Schwankungen erfaßt werden, dann müssen erdmagnetische Pulsationen, das sind mehr oder weniger regelmäßige Schwingungen mit Perioden von 0.2 - 600 Sekunden, registriert werden. Pulsationen werden im Geophysikalischen Institut Göttingen seit Jahren erfolgreich mit dort entwickelten Geräten nach GRENET [1949] aufgezeichnet, so daß es nahe lag, diese Instrumente auch im Gelände zu benutzen. [JAESCHKE, 1963; STEVELING, 1966].

Nach den Erfahrungen dieser Messungen wurden dann spezielle, für eine Tiefensondierung geeignetere, mobile Pulsationsstationen entwickelt und gebaut. Zusammen mit ASKANIA-Variographen in Norddeutschland eingesetzt, ermöglichten sie erstmals breitbandige erdmagnetische Aufzeichnungen im Bereich der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie.

Mit von SCHMUCKER [1971b] entwickelten neuen Methoden und numerischen Verfahren konnten nun verbesserte zweidimensionale Leitfähigkeitsmodelle der Anomalie berechnet werden. Diese Modelle tragen zur Beantwortung der alten Frage bei, ob ihre Ursache oberflächennah (in den Sedimenten) oder in größerer Tiefe (im oberen Erdmantel) anzunehmen ist. Darüber hinaus wurde mit den engräumigen Pulsationsregistrierungen versucht, Zusammenhänge zwischen gefundenen Pulsationsanomalien und bekannten geologischen Strukturen aufzudecken.

2. Beschreibung einer mobilen Pulsationsstation

2.1. Das GRENET'sche Prinzip zur Registrierung erdmagnetischer Pulsationen

Die erdmagnetischen Pulsationen schließen mit ihrem Periodenbereich von 0.2 - 600 sec am kurzperiodischen Ende der erdmagnetischen Variationen an. Sie werden sowohl zu magnetisch relativ ungestörten Zeiten als auch im Ablauf erdmagnetischer Stürme registriert. Aufgabe der Meßtechnik ist es, sowohl die großen, oft langperiodischen, als auch die kleinen, meist kurzperiodischen Störungen mit hinreichender Genauigkeit zu erfassen. Dazu gibt es zwei Registriermöglichkeiten: Die erste zeichnet alle Störungen mit frequenzunabhängiger Empfindlichkeit auf. Entsprechende Geräte müssen einen sehr großen Dynamikbereich aufweisen, und die für die weitere Verarbeitung erwünschten Frequenzbereiche müssen mit geeigneten elektrischen Filtern oder mathematischen Verfahren herauspräpariert werden. Bei der zweiten Methode wird auf einen weiten Dynamikbereich verzichtet, indem man mit Geräten registriert, die dem erwünschten Frequenzbereich angepaßt sind. Dafür werden aber im allgemeinen zur Erfassung sämtlicher erdmagnetischer Störungen mehrere unterschiedliche Instrumentensätze benötigt.

Diese zweite Methode ist auch Grundlage von Systemen, deren Arbeitsweise auf der Induktionswirkung der veränderlichen Magnetfelder auf Spulensysteme beruht. Die Frequenzcharakteristik dieser Induktionsvariometer kommt dabei der Frequenzabhängigkeit der Amplituden erdmagnetischer Pulsationen derart entgegen, daß diese in allen Periodenbereichen mit etwa vergleichbar großen Amplituden aufgezeichnet werden.

Eine Sonderstellung unter den induktiven Meßmethoden nimmt die 3-Komponenten-Pulsationsregistrierung nach GRENET [1949] ein. Das zu registrierende Magnetfeld wirkt dort nicht direkt induktiv auf eine Spule ein, sondern regt einen an einem Tor-

sionsfaden aufgehängten kräftigen Stabmagneten zu Schwingungen an. Der schwingende Magnet induziert in einer ihn umgebenden Spule elektrische Spannungen bzw. Ströme, die über ein an die Spule angeschlossenes Spiegelgalvanometer auf Fotopapier aufgezeichnet werden. Der Stabmagnet erfüllt damit die Aufgabe eines "Magnetfeldverstärkers". Sein Trägheitsmoment begrenzt die Empfindlichkeit des Systems in Richtung hoher Frequenzen, während die Empfindlichkeit zu tiefen Frequenzen hin durch die Frequenzabhängigkeit der Induktion gegeben ist. Variometer und Spiegelgalvanometer bilden gemeinsam ein gekoppeltes Schwingungssystem und bestimmen damit das Aussehen der Amplituden- und Phasenresonanzkurven. Eine Resonanzspitze wird durch eine dynamische Kupferblechdämpfung des Stabmagneten weitgehend unterdrückt.

Die Längsachse der Stabmagneten muß senkrecht zur Richtung der zu messenden Komponente ausgerichtet werden. Beim H-Variometer wird das durch vier auf einem spitzwinkligen Kreuz angeordnete Astasierungsmagnete erreicht, die am Ort des Systemmagneten (Stabmagneten) ein homogenes Zusatzfeld erzeugen. Außerdem ist das Zusatzfeld so bemessen, daß die Eigenperiode des Systemmagneten im Gesamtfeld 4 sec beträgt. Das D-Variometer benötigt die gleichen Astasierungsmagnete, allerdings nur zur Einstellung der Schwingungsperiode. Die Eigenperiode des Stabmagneten im Z-Variometer wird durch am Magneten angebrachte Laufgewichte, die sein Trägheitsmoment entsprechend ändern, ebenfalls auf 4 sec eingestellt. Die benutzten Spiegelgalvanometer haben eine Eigenperiode von 2 sec.

Mit einem derartigen System, das im Laufe der Jahre nur in Details geändert wurde, werden seit 1952 im Göttinger Geophysikalischen Institut erdmagnetische Pulsationen registriert [ANGENHEISTER, 1954]. Eine ausführlichere Systembeschreibung ist bei VOELKER [1963] zu finden.

2.2 Die Konzeption einer mobilen Pulsationsstation

Die im vorangegangenen Kapitel kurz beschriebene GRENET'sche Apparatur ist in Göttingen in mehreren Exemplaren gebaut und an verschiedenen europäischen Observatorien erfolgreich eingesetzt worden. Obwohl ursprünglich nicht an einen mobilen Einsatz gedacht war, benutzte JAESCHKE [1963] die Apparatur erstmals für Geländemessungen. Er benötigte für seine Tiefensondierung eine erhöhte Empfindlichkeit des Z-Variometers und verwirklichte die Idee, diese Komponente mit einer Fotoverstärkung auszurüsten. Eine zweite Meßkampagne mit ähnlicher Aufgabenstellung und nur geringfügig abgeänderten Geräten schloß sich an [STEVELING, 1966].

Die beiden Einsätze ließen die grundsätzliche Eignung der GRENET'schen Pulsationsstationen für einen mobilen Einsatz erkennen. Gegenüber anderen Systemen, z.B. Spulen mit Mümetallkern, zeichnen sie sich durch einfachere und genauere Bestimmung der Skalenfaktoren, ihre Unempfindlichkeit gegenüber Temperaturschwankungen, die hohe Empfindlichkeit im Bereich von 3 - 100 sec, und die besseren Eigenschaften des Z-Variometers aus. Dennoch mußten vor einem erneuten Geländeeinsatz fünf Verbesserungsvorschläge gegenüber den für Observatoriumsbetrieb konzipierten Geräten berücksichtigt werden :

1. Unabhängigkeit von verdunkelbaren Räumen
2. Unabhängigkeit von 220 V Netzversorgung
3. Aufstellung der Variometer in transportablen Hütten
4. Registrierdauer einer Station ohne Betreuung 1 Woche
5. tägliche Überwachung der Skalenfaktoren

Während der Jahre 1966 - 1968 wurden den damaligen Möglichkeiten entsprechend die Pulsationsstationen unter Berücksichtigung der fünf angeführten Punkte umgebaut.

Der schematische Aufbau der entwickelten mobilen Pulsationsstation geht aus Abb.1 hervor. Als primäre Meßwertaufnehmer konnten die drei Variometer nahezu unverändert übernommen werden. Die einzige wichtige Neuerung betrifft die für die Eichung notwendigen Helmholtzspulen. Die Observatoriumsausführung enthält Spulen mit 60 cm Durchmesser, die nicht starr mit dem Variometer verbunden sind, sondern für jede Eichung neu montiert werden müssen. Die neuen Spulen haben nur noch einen Durchmesser von 24 cm und sind fest mit den Variometern verschraubt. Die Homogenität der kleinen Spulen ist für die erreichbare Eichgenauigkeit völlig ausreichend.

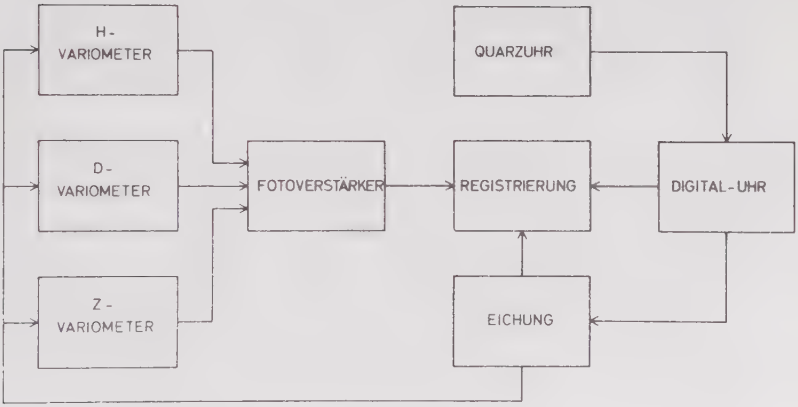


Abb.1: Schema der mobilen Pulsationsstation

Die Variometer können nunmehr in fast beliebigem Gelände aufgebaut werden. Dazu wird der Boden zunächst mit einer PVC-Folie abgedeckt, durch die Folie werden drei Aluminiumheringe in Dreiecksanordnung in den Boden getrieben, eine Kunststeinplatte darübergelegt und darauf schließlich ein Variometer gesetzt und einjustiert. Das Variometer wird nun mit einer weiteren Plastikfolie abgedeckt und mit einem darübergestülpten und festgezurrten Kasten vor Witterungs-

einflüssen geschützt. Wegen der starken Stabmagneten (5000 Γcm^3) dürfen die Variometer nicht zu dicht beieinander stehen, da sie sich sonst zu sehr gegenseitig beeinflussen würden. Eine Abschätzung von VOELKER [1963] fordert Abstände $\geq$ 2 Meter. Die Variometer werden über abgeschirmte, mindestens 30 m lange 6-adrige Kabel mit der an einer witterungsgeschützten Stelle untergebrachten Registrierapparatur verbunden. Je zwei Adern dienen der eigentlichen Signalübertragung, der Eichung und der Stromversorgung von Justierlampen in den Variometern.

Die Signale der drei Variometer werden fotoelektrisch verstärkt und mit einem Lichtschreiber kontinuierlich aufgezeichnet. Die von einer Quarzuhr gesteuerte Digitaluhr versieht die Registrierung mit Zeitmarken und steuert eine automatische täglich Variometereichung, die ebenfalls mitregistriert wird. Zur Energieversorgung werden Nickel-Cadmium-Batterien benutzt. Sie sind doppelt vorhanden, so daß während des Einsatzes eine Hälfte geladen und gewartet werden kann, während die andere eine Woche lang die Apparatur betreibt. Die mittlere Leistungsaufnahme der Geräte beträgt ca. 5 Watt. In den anschließenden Kapiteln folgt eine ausführlichere Beschreibung einzelner Baugruppen.

2.3. Fotoverstärkung

In mitteleuropäischen Breiten sind die Amplituden der erdmagnetischen Pulsationen in Z drei- bis zehnmal kleiner als in den Horizontalkomponenten. Aus diesem Grund hatte bereits JAESCHKE [1963] eine Fotoverstärkung benutzt. In der neuen Apparatur mußte der Lichtweg der optischen Aufzeichnung auf etwa 1/3 der ursprünglichen Länge von 2 Meter reduziert werden, um eine transportable Registriervorrichtung zu erhalten. Damit ist eine Verstärkung aller drei Komponenten erforderlich. Während JAESCHKE eine Fotoverstärkung mit Differentialfotoelementen benutzte, die zwar einfach im Aufbau ist, aber zum Betrieb der Beleuchtungslampe eine Leistung von 25 W verlangt, enthält die neue Apparatur eine Fotoverstärkung mit zwei Fotowiderständen in einer Brückenschaltung.

Im Gegensatz zu Fotoelementen sind Fotowiderstände keine aktiven Elemente. In letzteren werden bei Lichteinfall geeigneter Wellenlänge Elektronen freigesetzt, die etwa proportional zur Bestrahlungsintensität die Leitfähigkeit des Halbleiters erhöhen. Beim Anlegen einer äußeren Spannung fließt dann durch die Widerstände ein der Beleuchtung proportionaler Strom. Gegenüber Fotoelementen haben Fotowiderstände einige Vorteile: Sie sind soviel lichtempfindlicher, daß statt 25 W- nur 1,2 W-Lampen benötigt werden, was natürlich für den Batteriebetrieb von ausschlaggebender Bedeutung ist. Der Verstärkungsgrad kann bei Fotoelementen nur über die Lampenhelligkeit, bei Fotowiderständen zusätzlich über die am Widerstand anliegende Spannung geregelt werden. Das ist erstens wichtig, da alle drei Fotoverstärker über die Galvanometer von nur einer Lampe gemeinsam beleuchtet werden und damit eine Änderung der Lampenhelligkeit die Verstärkung der drei Komponenten gleichzeitig ändert. Zweitens ist über die Lampenhelligkeit allein der Verstärkungsgrad nicht fein genug regelbar.

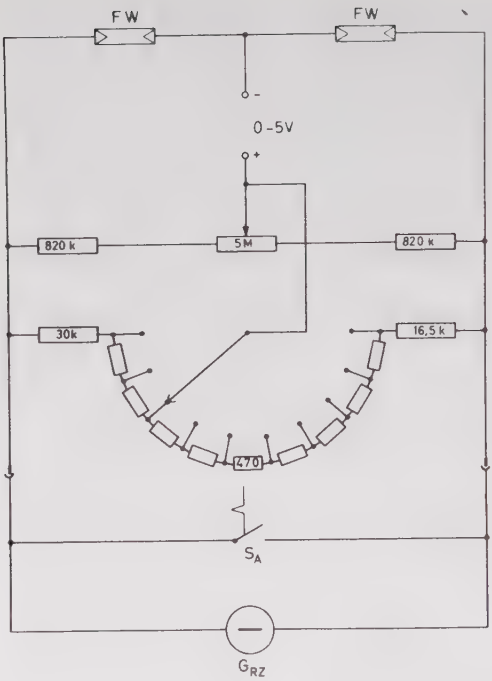


Abb.2:
Fotoverstärkung
der Z-Komponente

Der Aufbau der Fotoverstärkung mit den Fotowiderständen FW wird am Beispiel der Z-Komponente in Abb.2 erläutert. Als wesentliche Elemente einer Wheatstone-Brücke sind die Fotowiderstände und die beiden 30 und 16,5 kΩ-Widerstände mit der dazwischenliegenden Kette von 470 Ω-Widerständen dargestellt. Die Versorgungsspannung ist zur Einstellung des Verstärkungsgrades im Bereich 0-5 V regelbar. Nullinstrument ist das hochohmige Spiegelgalvanometer G_{RZ}. Mit Hilfe eines Stufenschalters kann die Brücke grob, mit dem 5 MΩ-Potentiometer fein abgeglichen werden. Die beiden Fotowiderstände sind zwischen einem massiven Aluminiumbügel und zwei Glasprismen eingeklebt und werden über das mit dem Variometer verbundene Galvanometer G_{VZ} (Abb.3) beleuchtet. Bei Ausschlägen dieses Galvanometerspiegels werden die beiden

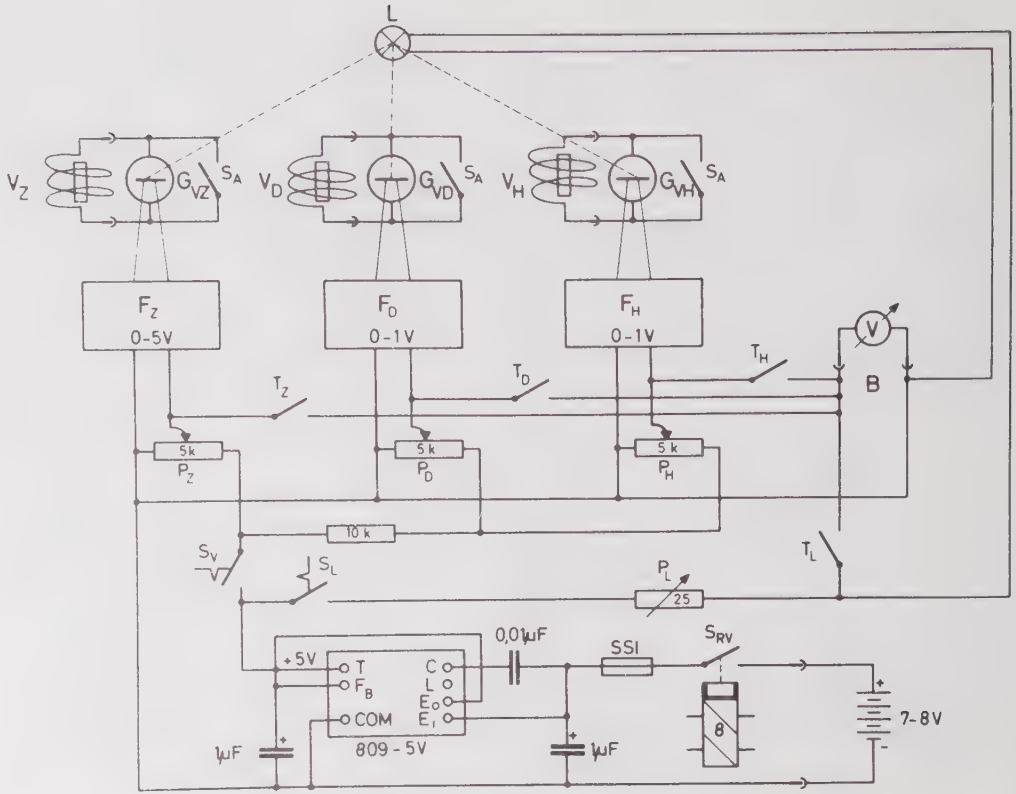


Abb.3:
Zusammenschaltung
der Fotoverstärker

Fotowiderstände unterschiedlich beleuchtet. Das führt zu einer Brückenverstimmung und damit zu einem Ausschlag des Registriergalvanometers G_{RZ}. Die beiden Fotowiderstände haben im allgemeinen keine identischen elektrischen Daten. Daher müssen auch die beiden anderen Brückenwiderstände (30 kΩ, 16,5 kΩ) unterschiedlich sein. Mit dem Schalter S_A wird das Galvanometer G_{RZ} während des Transportes kurzgeschlossen, so daß die damit verbundene Dämpfung weitgehend vor Erschütterungsschäden schützt.

Drei derartige Fotoverstärker F_H, F_D, F_Z sind in einem lichtdichten Kasten untergebracht. Ihre Zusammenschaltung geht aus Abb.3 hervor. Die drei Variometer V_H, V_D, V_Z sind unmittelbar mit den Verstärkergalvanometern G_{VH}, G_{VD}, G_{VZ} verbunden. Die technischen Daten dieser Galvanometer sind identisch mit denen der alten Observatoriumsausführung. Daraus folgt ein großer Vorteil der Fotoverstärkung: Die bisher benutzte Kopplung von Variometer und Galvanometer wird beibehalten, so daß die Resonanzkurven nahezu unverändert bleiben. Man kann daher ohne weiteres Registrierungen der mobilen Stationen mit jenen der Observatoriumsstationen vergleichen.

Die Verstärker werden mit einer Batterie betrieben, deren Spannung im Laufe einer Woche von etwa 8 auf 7 V abfällt. Eine mit dem Spannungsabfall verbundene Änderung der Skalenfaktoren wird von einem Spannungskonstanthalter 809-5 V (5 V-Ausgangsspannung) verhindert. Eingeschaltet wird die Stromversorgung durch das Relais 8 und die Schalter S_L (Lampe) bzw. S_V (Brückenversorgung). Das Lampenpotentiometer P_L und die Brückenspannungsteiler P_H, P_D, P_Z bestimmen die Verstärkungsfaktoren. Die mit den Potentiometern eingestellten Spannungen können durch Drücken der Tasten T mit einem extern an die Buchsen B angeschlossenen Voltmeter gemessen werden. Dadurch ist eine gezielte Änderung der Verstärkungsfaktoren möglich.

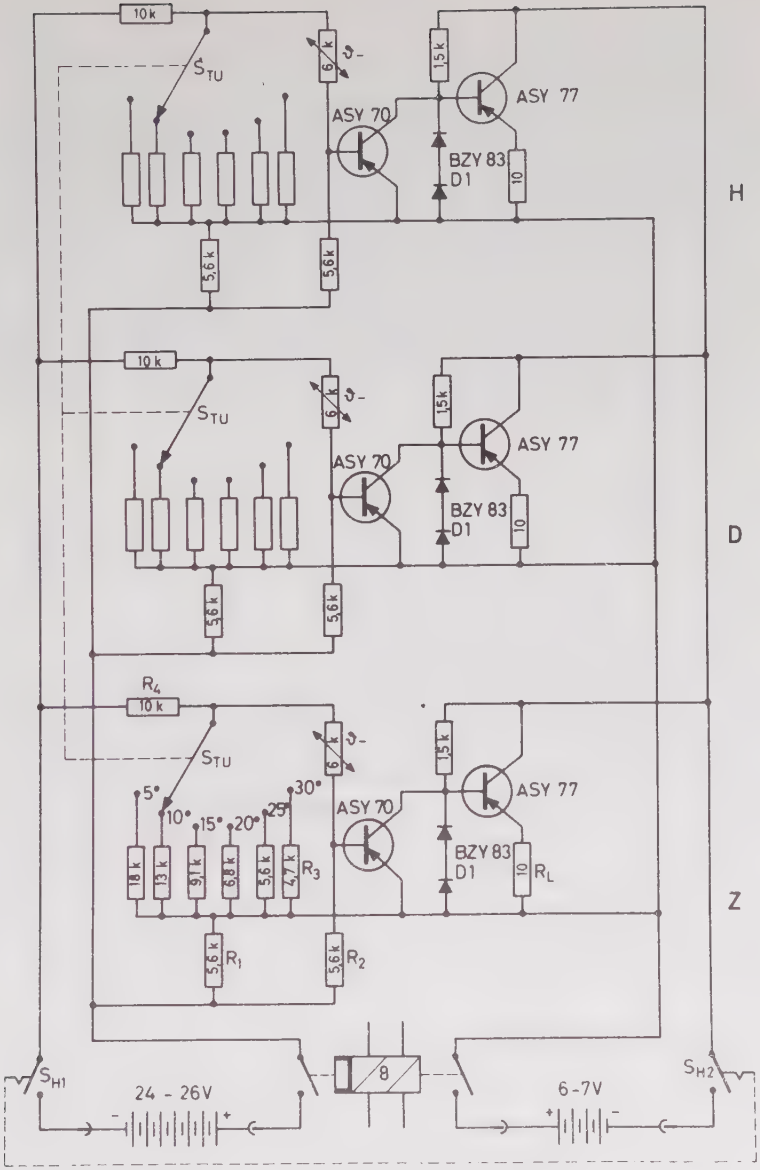


Abb.4: Thermostaten der Fotoverstärker

Fotowiderstände haben gegenüber Fotoelementen jedoch einen beachtlichen Nachteil. Ihr Widerstand ist nicht nur von der Beleuchtung, sondern auch stark von der Temperatur abhängig. Um die Folgen, nämlich eine Temperaturdrift und ein Schwanken der Skalenfaktoren, zu unterdrücken, ist eine thermostatische Temperaturregelung erforderlich. Wegen ihres Energiebedarfs sind batteriebetriebene Thermostate natürlich sehr problematisch. Der Stromverbrauch konnte dadurch eingeschränkt werden, daß lediglich die Fotowiderstände und deren unmittelbare Umgebung durch eine elektrische Heizung auf konstanter Temperatur gehalten werden.

Die entsprechende Schaltung geht aus Abb.4 hervor. Geheizt wird mit der Verlustleistung des Transistors ASY 77, dessen Gehäuse fest mit dem bereits erwähnten Aluminium-Haltebügel für die Fotowiderstände verbunden ist. Ein Heißleiter ϑ tastet die Temperatur dieses Aluminium-Thermostaten ab. Er bildet gemeinsam mit den Widerständen R_1, R_2, R_3 ebenfalls eine Wheatstone-Brücke. Über den Widerstand R_4 liegt an der Brücke eine Spannung an. Ein Temperaturabfall des Thermostaten verstimmt die Brücke derart, daß über eine Vorverstärkerstufe der Transistor ASY 77 durchgesteuert und der Thermostat aufgeheizt wird, bis die mit dem Temperaturumschalter S_{TU} eingestellte Temperatur erreicht ist. Mit dem Umschalter S_{TU} wird die Thermostattemperatur so vorgewählt, daß sie möglichst knapp unter der während der Registrierdauer zu erwartenden maximalen Umgebungstemperatur liegt. Brücken- und Heizspannung werden mit Relais 8 und dem Doppelschalter S_{H1}, S_{H2} eingeschaltet.

Um eine gewisse Wärmeisolation zu erreichen, sind die Thermostatschaltung (mit Ausnahme der Widerstände R_3 und R_4), die Fotowiderstände und die Prismen mit dem Aluminiumbügel in einen 60 x 35 x 35 mm^3 großen Kunstharzblock eingegossen worden. Das ganze Verstärkungssystem mit drei Spiegelgalvanometern, drei Verstärkerblöcken und einer Beleuchtungslampe ist außerdem noch durch Schaumstoff von den Außentemperaturen isoliert im Verstärkerkasten untergebracht. Trotzdem benötigen die Thermostate

noch etwa 2 Watt, also fast die Hälfte des gesamten Leistungsbedarfs einer Station.

Ein Verstärkungsfaktor der Fotoverstärkung kann etwa so angegeben werden: Würde man den gleichen Lichtweg für die Registrierung beibehalten, die Registriergalvanometer durch die Verstärkergalvanometer ersetzen und damit das Observatoriumssystem mit seiner direkten Kopplung von Variometer und Registriergalvanometer wiederherstellen, so hätte man für die Z-Komponente eine 10 bis 20-fach verminderte Empfindlichkeit. Mit dieser Umschreibung bedeutet also das Zwischenschalten des Fotoverstärkers eine 10 bis 20-fache Zunahme der Registrierempfindlichkeit.

2.4. Thermostatkontrolle und Eichung

Jeder Verstärkerblock enthält außer dem Heißleiter zur Temperaturregelung noch einen weiteren zur Temperaturüberwachung. Hintereinander geschaltet bilden diese zweiten Heißleiter aller drei Komponenten gemeinsam ein Element einer weiteren Brücke (rechter Teil der Abb.5). Über einen Spannungsteiler (160 Ω, 47 kΩ) wird die Differenz-Spannung der Brücke von einem Schnellschwinggalvanometer SSG zusätzlich zu den magnetischen Komponenten auf Fotopapier übertragen. Eine fehlerhafte Funktion der Thermostate würde zu einem Auswandern der Temperaturspur führen. Eingeschaltet wird die Temperaturüberwachung mit dem Schalter S_{TE}. Der Temperaturumschalter S_{TU} ist mit den entsprechenden Umschaltern in Abb.4 gekoppelt. Mit dem 1 MΩ-Potentiometer kann die Lage der Temperaturspur auf dem Film eingestellt werden.

Hauptaufgabe des Schnellschwinggalvanometers ist jedoch die Aufzeichnung des Eichstromes. Das Eichprinzip hat sich seit VOELKER [1963] nicht geändert: Mit Hilfe eines Tieftongenerators TTG und Helmholtzspulen HS_H, HS_D, HS_Z werden am Ort des Stabmagneten im Variometer homogene magnetische Wechselfelder ΔF im Periodenbereich von 1-500 sec erzeugt. Die Eichströme werden vom Schnellschwinggalvanometer bis etwa 5 sec Periode herunter amplituden- und phasentreu aufgezeichnet. Da die Vertikalkomponente im allgemeinen gegenüber den Horizontalkomponenten mit etwa dreifacher Empfindlichkeit registriert wird, müssen sich die durch HS_Z fließenden Ströme zu den durch HS_H und HS_D fließenden wie 1:3 verhalten, falls die registrierten Amplituden der drei Komponenten von gleicher Größenordnung sein sollen. Diese dynamische Eichung mit dem Tieftongenerator wird bei der oberen Stellung des Eichumschalters S_{E1-4} vorgenommen.

In der mittleren Schalterstellung kann das Schnellschwinggalvanometer statisch geeicht werden. Dazu wird durch die Helmholtzspulen ein mit S_U umpolbarer Gleichstrom geschickt,

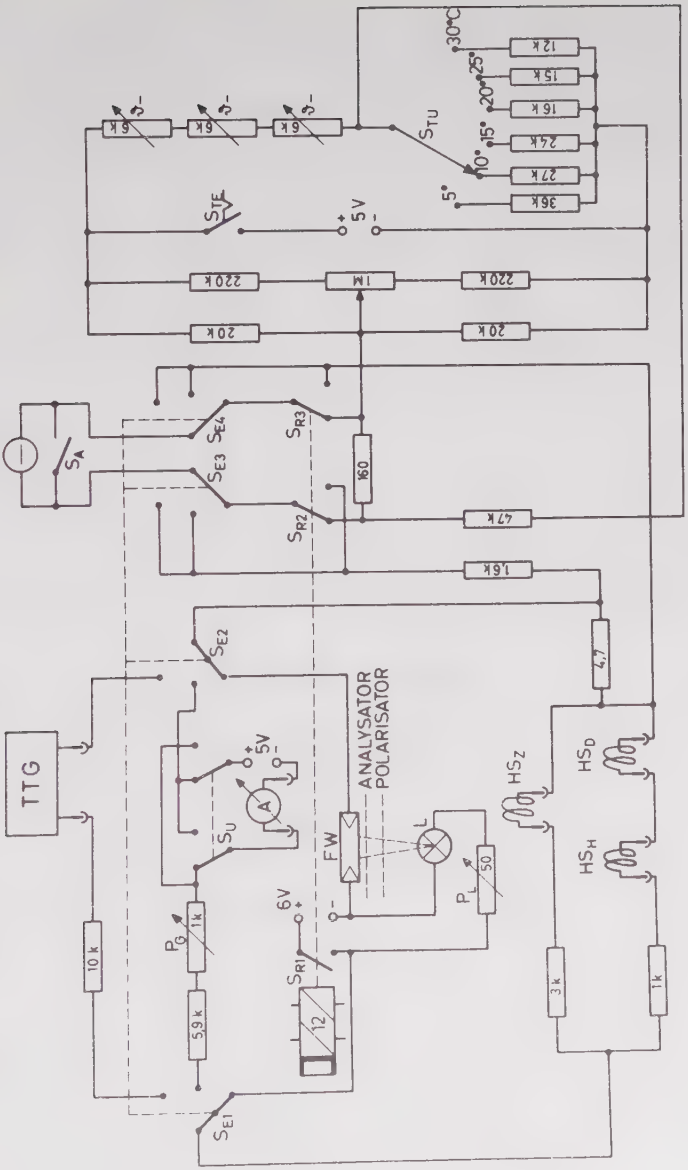


Abb.5: Eichung und Thermostatkontrolle

der an einem externen Präzisionsamperemeter abgelesen und vom SSG (Shuntwiderstände 4.7 Ω und 1.6 kΩ) aufgezeichnet wird. Man erhält so die Empfindlichkeit ε_{SSG}[mA/mm] aus dem aufgezeichneten Galvanometerausschlag und dem abgelesenen Strom.

Für die Amplitude eines Magnetfeldes im Zentrum einer Helmholtzspule gilt (siehe z.B. JAESCHKE [1963]):

$$\Delta F = n \cdot \frac{90 \cdot i}{r} \; [\gamma]$$

i = Spulenstrom [mA]
r = Spulenradius [cm]
n = Windungszahl

Berücksichtigt man die Daten der benutzten Spulen (r=12cm, n=1) und die Tatsache, daß durch die Horizontalspulen 75% und durch die Vertikalspule 25% des Eichstromes fließen, dann erhält man für die Skalenfaktoren der Pulsationsregistrierung als Verhältnis aus ΔF und den aufgezeichneten Doppelamplituden:

$$\varepsilon_H = \frac{8}{45 \cdot \varepsilon_{SSG}} \cdot \frac{\Delta H}{\Delta S} \; [mm/\gamma]$$

$$\varepsilon_D = \frac{8}{45 \cdot \varepsilon_{SSG}} \cdot \frac{\Delta D}{\Delta S} \; [mm/\gamma]$$

$$\varepsilon_Z = \frac{8}{15 \cdot \varepsilon_{SSG}} \cdot \frac{\Delta Z}{\Delta S} \; [mm/\gamma]$$

ΔH, ΔD, ΔZ, ΔS sind die registrierten Doppelamplituden der Magnetfeldkomponenten und des Schnellschwinggalvanometers bei der dynamischen Eichung.

Die Amplitudenresonanzkurve, also die Abhängigkeit der Skalenfaktoren von der Periode, wird zweckmäßigerweise doppeltlogarithmisch dargestellt. Der Empfindlichkeitsabfall für lange Perioden ab 250 sec verläuft dann geradlinig unter einem Winkel von 45°, denn für T > 250 sec gilt nach VOELKER [1963]: $\varepsilon \sim 1/T$. Für $T \geq 5$ sec läßt sich dann außerdem durch die Meß-

punkte mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate ein Polynom 4. Grades legen. Damit kann die Amplitudenresonanzkurve durch die Angabe von fünf Koeffizienten in dem für eine Auswertung von Registrierungen wichtigen Periodenbereich charakterisiert und einer elektronischen Datenverarbeitung bequem zugänglich gemacht werden. Eine Zusammenstellung der Koeffizienten befindet sich in Anhang Ia. Darüber hinaus kann in der doppeltlogarithmischen Darstellung die Amplitudenresonanzkurve durch Parallelverschiebung einfach normiert werden.

Die Göttinger Amplituden- und Phasenresonanzkurve der H-Komponente in Abb.6 ist typisch für alle Resonanzkurven der drei Variometer für H, D, Z in Observatoriumsausführung. Die Amplitudenresonanzkurve einer mobilen Pulsationsstation (Kreuze) stimmt mit der von Göttingen überein. Die Streuungsbalken der Phasenresonanzkurven scheinen zwar anzudeuten, daß sich Observatoriumsausführung und mobile Stationen hier um etwa 5-10° unterscheiden, doch wurde dieser geringfügige Unterschied in der späteren Auswertung von Registrierungen nicht berücksichtigt.

Eine regelmäßige, etwa wöchentliche Überprüfung der Skalenfaktoren durch die Aufnahme einer kompletten Amplitudenresonanzkurve ist nicht möglich, da die zur Eichung erforderlichen magnetisch ruhigen Tage zu selten sind und außerdem eine derartige Eichung etwa 3 Stunden dauert. Es hat sich aber herausgestellt, daß sich die Form der Resonanzkurve für eine feste Komponente kaum im Laufe der Zeit ändert. Es genügt daher, die Apparatur für eine Frequenz zu eichen und dann die Resonanzkurven zur Bestimmung der absoluten Werte entsprechend zu verschieben. Diese sogenannte Kurzeichung wird bei 20 sec Periode durchgeführt. Deshalb werden die Amplitudenresonanzkurven auch auf diese Frequenz normiert angegeben. Für die Kurzeichung wurde ein einfacher "Tieftongenerator" gebaut. Wie in Abb.5 skizziert, besteht er aus Fotowiderstand, Analysator, Polarisator und Lampe. Ein

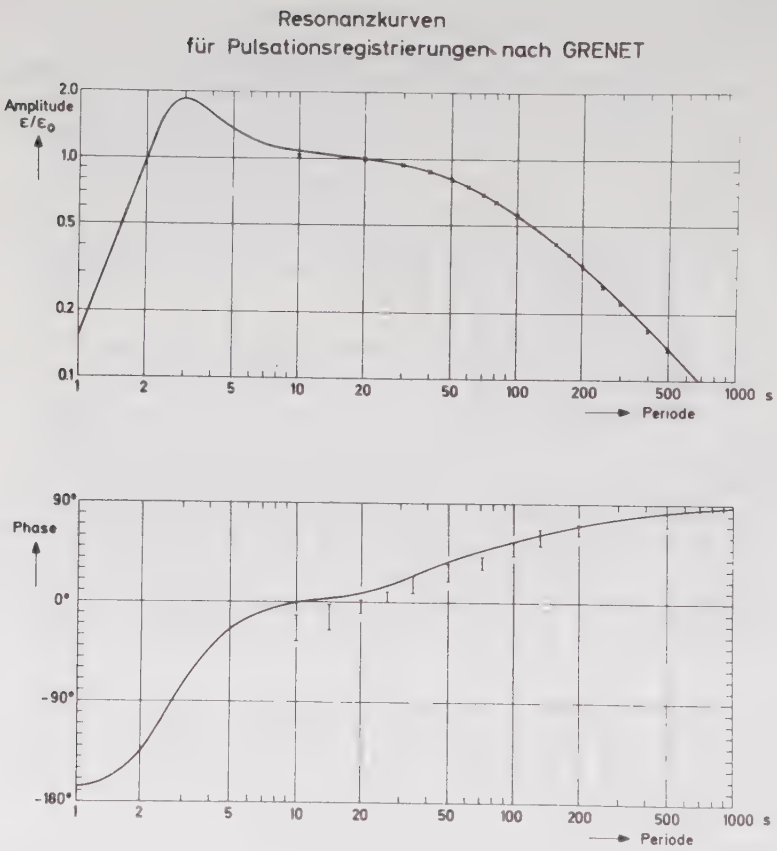


Abb.6: Amplituden- und Phasenresonanzkurven einer mobilen Pulsationsstation. Die Göttinger Amplitudenresonanzkurve der H-Komponente ist auf T = 20 sec normiert (obere Kurve). Die Kreuze markieren die Resonanzkurve einer mobilen Station. Die Phasenresonanzkurve (untere Kurve) ist von VOELKER [1963] berechnet worden. Mittelwerte und Standardabweichungen der Phasenresonanzkurven aller mobilen Stationen sind durch Balken angegeben.

kleiner Gleichstrommotor dreht den Polarisator in 40 sec um 360°. Durch die Wirkung des feststehenden Analysators wird der Fotowiderstand mit quasisinusförmigem Licht bestrahlt und ändert mit einer Periode von 20 sec seinen Widerstand. Falls Relais 12 betätigt wird, liegt am Fotowiderstand eine Spannung von 6V an, so daß der nunmehr ihn und die Eichspulen durchließende Strom sinusförmig moduliert wird. Der Strom enthält zwar eine Gleichstromkomponente, doch stört diese wegen der Frequenzcharakteristik der Induktionsvariometer nur den Einschwingvorgang ein wenig. Im normalen Registrierzustand nimmt der Eichumschalter S_{E1-4} seine untere Position ein und das SSG zeichnet die Temperatur auf. Von der Temperaturmeßbrücke abgetrennt wird das SSG dann nur während der 2 Minuten andauernden Kurzeichung. Relais 12 schaltet dazu das SSG auf Eichstromregistrierung um.

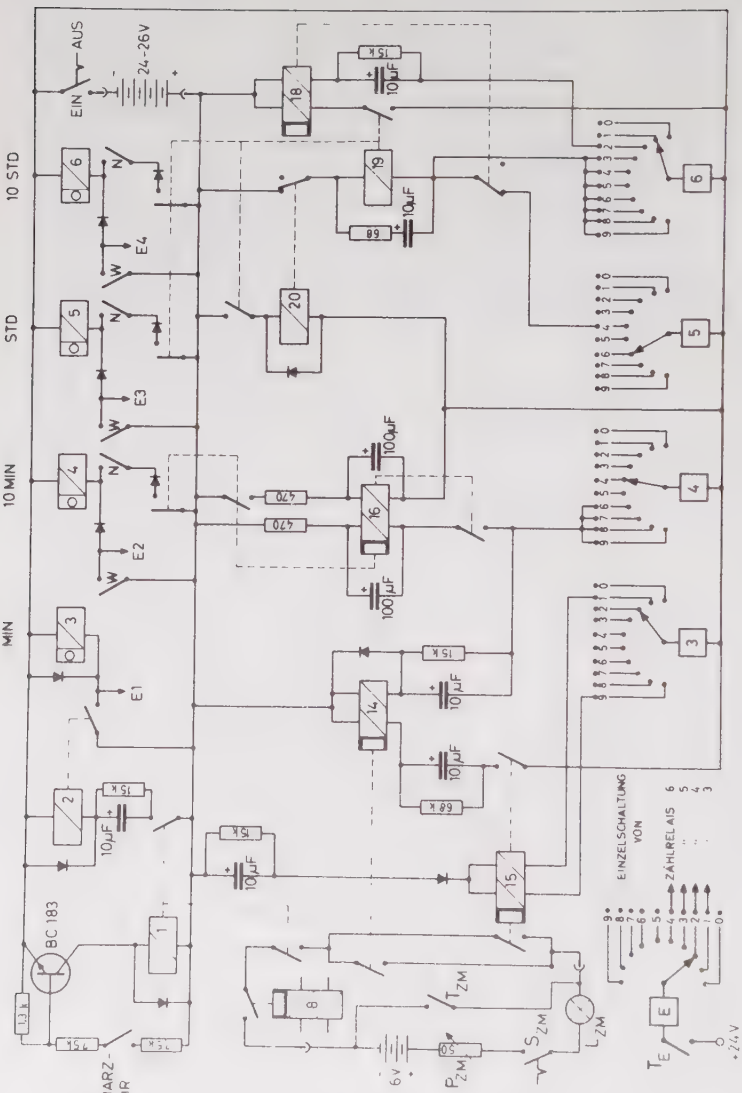


Abb.7: Digitaluhr (Anzeige und Zeitmarke)

2.5. Digitaluhr

Die Digitaluhr muß von einer externen Uhr mit Minutenkontakten angesteuert werden. Neben ihrer Aufgabe, Minuten und Stunden digital anzuzeigen, erfüllt sie vier weitere Funktionen:

1. Jede Minute wird ein Relais kurzzeitig geschlossen und damit eine Zeitmarkierungslampe im Registrierteil gezündet.
2. Zur vollen Stunde fällt eine Minutenmarke aus.
3. Jeden Tag wird zu einer vorprogrammierbaren Zeit für die Dauer von 2 Minuten automatisch eine Kurzeichung durchgeführt.
4. Zu vorprogrammierbaren Tageszeiten wird die gesamte Apparatur eingeschaltet und später wieder ausgeschaltet.

Die Arbeitsweise der Uhr soll hier nur in ihren wesentlichen Zügen erläutert werden. Alle notwendigen Schaltvorgänge werden fast ausschließlich von Kammrelais und dekadischen elektromechanischen Zählrelais mit 24 V-Gleichspannungsversorgung ausgeführt. Da Relais während des Schaltens eine relativ hohe Leistungsaufnahme haben, müssen alle Schaltvorgänge kurzzeitig ablaufen. Erfüllt wird diese Forderung durch die reichliche Verwendung von RC-Gliedern, die während des Schaltens einen Impuls durchlassen, dann aber einen hohen Gleichstromwiderstand aufweisen. Bistabile Relais werden dort eingesetzt, wo abwechselnd beide Schaltstellungen längere Zeit aufrecht erhalten werden müssen.

Kern des Systems sind die in Abb.7 oben mit 3-6 gekennzeichneten dekadischen Zählrelais mit den unten dargestellten Auslesebahnen 3-6. Von den Relais 1 und 2 weitergeleitete Minutenimpulse werden von der Zählkette über deren Weiterschalter W untersetzt. Da Uhrzeiten nicht dekadisch sind, müssen "verbotene Zeiten" durch Überspringen ausgelassen werden. Diese Zeiten werden über die Auslesebahnen 4-6 abgefragt und durch

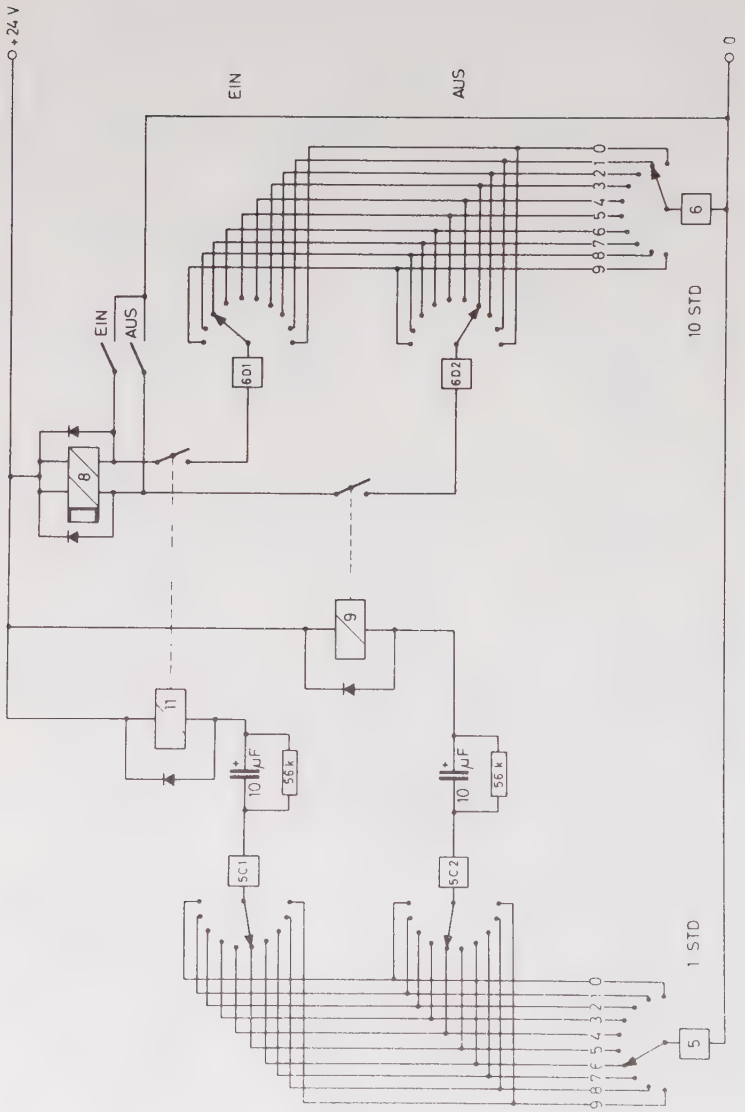


Abb.8: Digitaluhr (Vorwahl der Registrierzeit)

von den Relais 16, 18, 19, 20 erzeugte Zusatzimpulse über die Nullsteller N der Zählrelais übersprungen. Von Hand können Uhrzeitkorrekturen über den Vorwahlschalter E vorgenommen werden. Mit dem Taster T_E werden dort auf die vorgewählte Zähleinheit Zusatzimpulse gegeben.

Über der Vorrichtung zur Einzelschaltung der Zählrelais ist der Schaltkreis für die Zeitmarkierung skizziert. Die Lampe L_{ZM}, deren Helligkeit mit P_{ZM} geregelt wird, kann nur aufleuchten, wenn der manuell zu betätigende Schalter S_{ZM} und der zum Hauptrelais 8 gehörende Schalter geschlossen sind. Falls nun einer der beiden von den Relais 14 und 15 zu tätigenden Kontakte geschlossen ist, wird Relais 1 die Zeitmarkenlampe jede Minute kurz aufblitzen lassen. Andererseits sorgen die Relais 14 und 15 genau zur vollen Stunde dafür, daß der Stromkreis für die Zeitmarke nicht geschlossen wird. Mit dem Taster T_{ZM} kann eine Zeitmarke bei Bedarf manuell ausgelöst werden.

Über das Hauptrelais 8 in Abb.8 werden alle Gerätefunktionen eingeschaltet. Das ist manuell über die EIN-AUS-Taster, aber auch automatisch über eine Zeitvorwahl möglich. Dazu sind die Vorwahlschalter 5C 1,2 und 6D 1,2 mit den Auslesebahnen 5 (für Stunden) und 6 (für 10 Stunden) aus Abb.7 verbunden. Die mit der Kombination 5C1 - 6D1 eingestellte Zeit gibt die Einschaltzeit [STD] und die mit 5C2 - 6D2 eingestellte die Ausschaltzeit [STD] an.

Ähnlich wird die Tageszeit für das Auslösen der Kurzeichung programmiert (Abb.9). Die Vorwahlschalter 5A und 5B geben die Uhrzeit in [STD] an. Die Verknüpfung von Relais 13 mit Auslesebahn 4 sorgt dann dafür, daß genau eine halbe Stunde nach der Vorwahlzeit das Eichrelais 12 anspricht. Abgeschaltet wird es dann 2 Minuten später über Auslesebahn 3. Darüber hinaus kann die Eichung über die EIN-AUS-Taster manuell geschaltet werden.

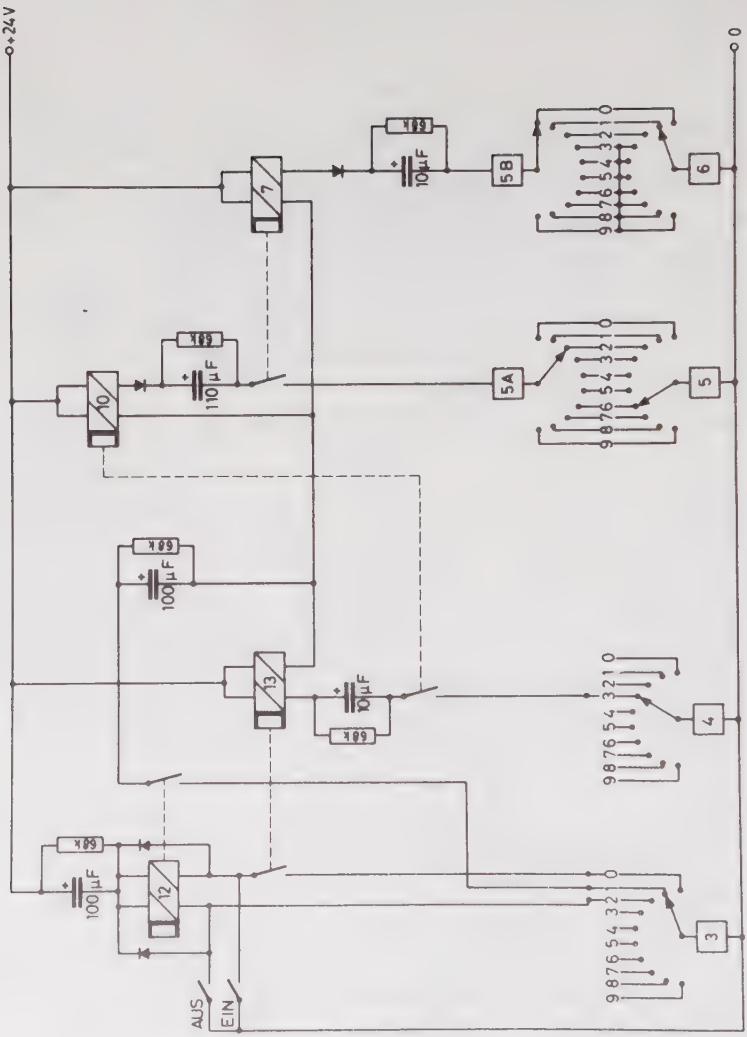


Abb.9: Digitaluhr (Vorwahl der Kurzeichung)

2.6. Quarzuhr

Wichtigster Baustein der Quarzuhr, deren Arbeitsweise mit Abb.10 erläutert wird, ist der in einem Thermostaten mit einer Frequenz von 1 MHz schwingende Quarzoszillator QU. Wesentliche Aufgabe der übrigen Bausteine ist es, die Frequenz so herunterzuteilen, daß am Ausgangs-Relais RR der Uhr ein Minutenkontakt zur Verfügung steht.

Mit den Schaltern S_{EQ} und S_{ET} werden außer dem Oszillator und dem Thermostaten auch der Spannungsstabilisator LM 309K zur Versorgung der TTL-Bausteine mit 5V Gleichspannung in Betrieb gesetzt. Die Energieversorgung durch einen 12V-Akkumulator kann mit einem kleinen Voltmeter überprüft werden, indem S_I nach links umgeschaltet wird. Mit der Zenerdiode Z und dem Widerstand R_2 wird der Nullpunkt der Anzeige unterdrückt.

Sieben Dekaden- und ein Sechser-Teiler untersetzen die 1 MHz-Frequenz. In dem gestrichelt umrandeten Bereich wird angedeutet, daß an vier Stellen dieser Teilerkette die skizzierten Impulse abgenommen und in einem AND-Gatter G so zusammengesetzt werden, daß am Gatterausgang in jeder Minute eine Sekunde lang ein Impuls anliegt, der invertiert wird und dann ein TTL - kompatibles Reed-Relais RR ansteuert.

Mit dem Schalter S_S wird die Quarzuhr gestellt. In der rechten (gezeichneten) Schalterstellung arbeitet die Teilerkette in der oben beschriebenen Weise. In der linken wird der mit dem Schalter verbundene Zehnerteiler in dem Augenblick gesperrt, in dem am Ausgang der Minutenimpuls ansteht. Durch Vergleich mit einem anderen Zeitnormal (z.B. Zeitzeichen) wird dann durch Umschalten von S_S der Zählvorgang im geeigneten Augenblick wieder fortgesetzt, und die nächste Minutenmarke kommt zur erwünschten Zeit.

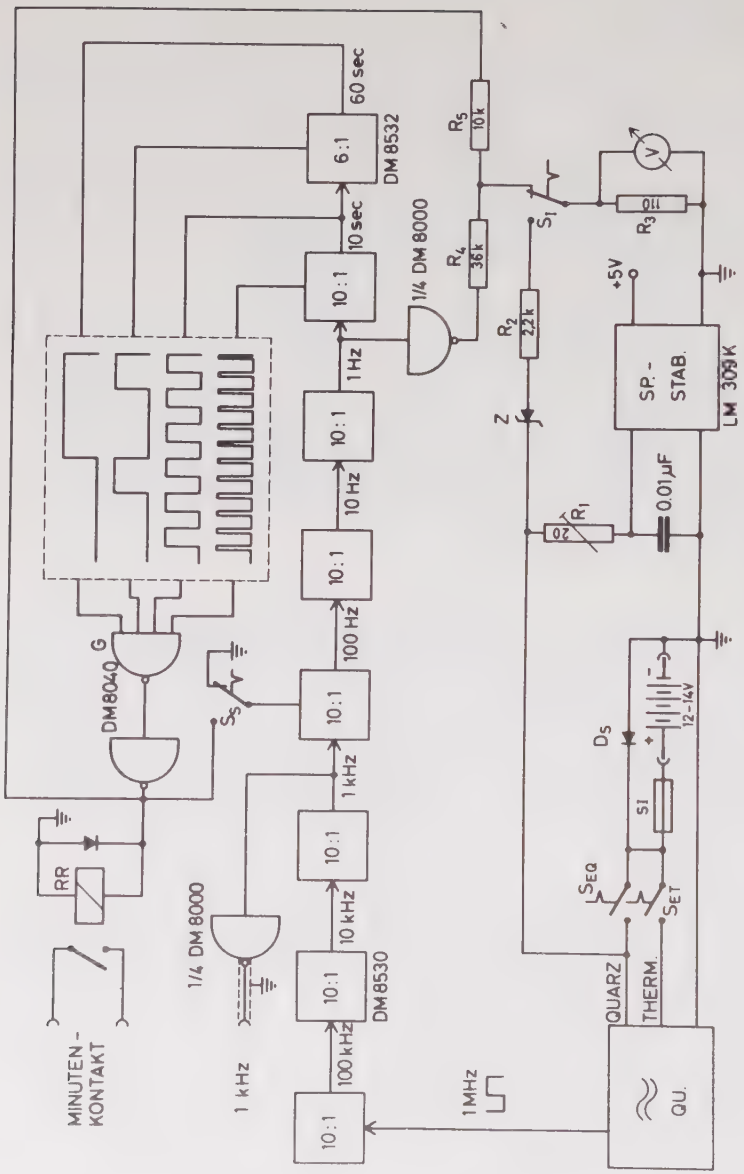


Abb.10: Quarzuhr

In der rechten Schalterstellung von S_I werden Sekunden durch kleine und Minuten durch etwas größere Ausschläge des Voltmeters V angezeigt. Über einen weiteren Inverter wird die Frequenz 1 KHz an eine BNC-Buchse geführt und ermöglicht so einen direkten Vergleich der Quarzuhr mit einem Frequenznormal und evtl. notwendige Frequenzkorrekturen. Die Ganggenauigkeit der Uhr ist besser als 1 sec/Woche, auch bei starken Außentemperaturschwankungen. Der Ausgang der Quarzuhr wird mit dem Eingang der Digitaluhr (Abb.7) verbunden.

Diese Quarzuhr war nicht von Anfang an Bestandteil der mobilen Pulsationsstation. Zunächst wurde versucht, die Digitaluhr mit einfachen mechanischen Küchenuhren zu betreiben. Damit waren Zeitmarken mit ± 2 Minuten Genauigkeit erreichbar. Zusätzlich sollte die Minutenmarke des Schweizer Zeitzeichensenders HBG in die Temperaturregistrierung eingespielt werden. Dazu war es notwendig, die Minutenmarke, einen Doppelimpuls, aus den gesendeten Sekundenimpulsen herauszufiltern. Eine entsprechende Schaltung funktionierte jedoch nur bei einem - leider nicht überall gegebenen - einwandfreien Zeitzeichenempfang. Die dann erforderlichen, sehr mühseligen Zeitmarkenkorrekturen ließen es doch ratsamer erscheinen, von diesem Konzept abzugehen. Einziger Nachteil der jetzt benutzten Quarzuhr ist, daß sie einen zusätzlichen (Auto-) Akkumulator benötigt und damit den gleichen Energiebedarf hat wie die gesamte übrige Anlage.

2.7. Registriereinrichtung

Wie bereits erwähnt, arbeitet die eigentliche Registrierung im Prinzip wie ein Lichtschreiber. Von einer Einfaden-Lampe (6V, 0.2A) werden die drei Registriergalvanometer G_{RH}, G_{RD}, G_{RZ} (vgl. Abb.2) und das Schnellschwinggalvanometer SSG (vgl. Abb.5) beleuchtet. Das vom Rechteckspiegel der Galvanometer reflektierte Licht des Glühfadens wird mit den Galvanometerlinsen und einer dicht vor dem Film liegenden Zylinderlinse in der Filmebene als Punkt abgebildet. Neben den vier Spiegelgalvanometern ist die Lampe für die Zeitmarke justiert. Lichtblitze dieser Lampe verursachen einen quer über den Film laufenden Strich.

Für die Aufzeichnung ist eine kontinuierlich transportierende Filmkamera mit Wechselkassetten neu konstruiert worden. Die Wechselkassetten sind Kleinbild-Filmpatronen ähnlich. Sie können einen 60 mm breiten und maximal 50 m langen perforierten Papierfilm fassen und bei Tageslicht gewechselt werden. Die Kamera wird von einem kleinen drehzahlgeregelten Gleichstrommotor angetrieben. Durch Umstecken außen angebrachter Zahnräder sind Filmvorschübe von 3,6,12,18 und 30 mm/min wählbar. Der Standardvorschub von 6 mm/min ermöglicht eine ununterbrochene Registrierzeit von fast 6 Tagen.

Die Zylinderlinse ist aus einem 80 mm langen Glasstab mit 10 mm Durchmesser gefertigt. Eine angeschliffene Spiegelfläche blendet einen Teil des abgebildeten Glühfadens auf eine Mattscheibe aus und ermöglicht so eine einfache Kontrolle der Registrierspuren.

Die Registriereinrichtung hat einschließlich der aufsteckbaren Kamera die etwas unhandliche Größe von ca. 30x30x125 cm^3. Die große Länge ist wegen der langen Lichtwege erforderlich, denn auf Gegenspiegel wurde verzichtet. Außer den notwendigen Schaltern und Potentiometern ist im Registrierkasten auch die Vorrichtung für die Kurzeichung und die Digitaluhr untergebracht.

Verstärker (30x30x50 cm^3), Quarzuhr (12x25x30 cm^3) und Ni-Cd-Batterien (30x35x60 cm^3) befinden sich in separaten Gehäusen. Einschließlich Variometer, Variometerhütten und Kabel können zwei mobile Pulsationsstationen gleichzeitig mit einem VW-Transporter befördert werden.

Präzise Angaben über die Genauigkeit der Aufzeichnung sind kaum möglich. Sie ist sicher stark frequenzabhängig und dürfte im Bereich zwischen 20-100 sec am günstigsten sein. Die bisherige Erfahrung spricht dafür, daß unter Berücksichtigung von Ungenauigkeiten der Amplitudenresonanzkurve, der Kurzeichungen, und von Meßfehlern beim Auswerten von Effekten ein Fehler von 5% einkalkuliert werden muß. Die Grenze des zeitlichen Auflösungsvermögens liegt für den Standardvorschub bei 2 sec. Die statistische Auswertung von Effekten wird später zeigen, daß diese Genauigkeit für eine Tiefensondierung noch ausreicht. Aus Registrierungen der wesentlich genaueren Askania-Variographen ermittelte Ergebnisse haben nämlich mittlere Fehler, die mit den aus Pulsationsregistrierungen bestimmten vergleichbar sind.

Heute, sieben Jahre nach dem ersten Entwurf der Apparatur, können sicherlich die meisten der Meßprobleme, die hier angeklungen sind, elektronisch eleganter gelöst werden. Es gibt inzwischen sowohl Mikrovoltverstärker, die für den Geländeeinsatz geeignet sind, als auch geeignetere Aufzeichnungsmethoden. So wurden 1970 in Skandinavien, zusammen mit den beschriebenen, auch von HILLEBRAND konstruierte Pulsationsstationen eingesetzt [BJÖRNSSON, HILLEBRAND und VOELKER, 1971]. Diese moderneren Apparaturen benutzen zwar ebenfalls GRENET-Variometer, speichern jedoch die Daten frequenzmoduliert auf Magnetband.

3. Registrierungen in Norddeutschland

3.1. Durchführung

Auf zwei Profilen von der Nord- und Ostsee bis zum Main hatte SCHMUCKER [1959] erdmagnetische Variationen registriert und damit die norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie großräumig erfaßt. In den Aufzeichnungen langperiodischer Bays und kurzperiodischer ssc's fiel ihm bereits die Frequenzabhängigkeit dieser Anomalie auf. Die Registrierungen erlaubten sogar die Auswertung einiger Pulsationseffekte mit besonders großer Amplitude. SCHMUCKER und später auch JAESCHKE [1963] schlugen aber vor, die norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie auch mit Geräten zu untersuchen, die kurzperiodische Effekte besser auflösen können.

1968 waren drei der in den vorangegangenen Kapiteln beschriebenen mobilen Pulsationsstationen für einen ersten Geländeeinsatz bereit. Da außerdem gerade drei ASKANIA-Variographen zur Verfügung standen, konnte nun daran gedacht werden, die norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie einmal in einem breiteren Frequenzspektrum zu untersuchen. Unter einer Vielzahl möglicher Profile wurde schließlich eines ausgewählt, das vom erdmagnetischen Observatorium Wingst 245 km nach geographisch Süden verläuft. Dieses Profil liegt günstig, da die Registrierungen der Wanderstationen ständig mit jenen des Observatoriums verglichen werden können. Durch die Lage zwischen SCHMUCKER's West- und Ostprofil wird außerdem das Netz von Registrierpunkten in Norddeutschland verdichtet.

Lage und Namen der Stationen gehen aus Abb.11 und Anhang III hervor. Von Okt. 1968 - Febr. 1969 wurde an den Orten HWD, HEP, WKB, MAH, LSE und RUS gleichzeitig mit Variographen und Pulsationsstationen registriert, soweit das mit der Anzahl der vorhandenen Geräte möglich war. Eine erste Auswertung der Registrierungen ließ erkennen, daß das Gebiet zwischen Bremen und Minden engräumiger mit Pulsationsstationen ver-

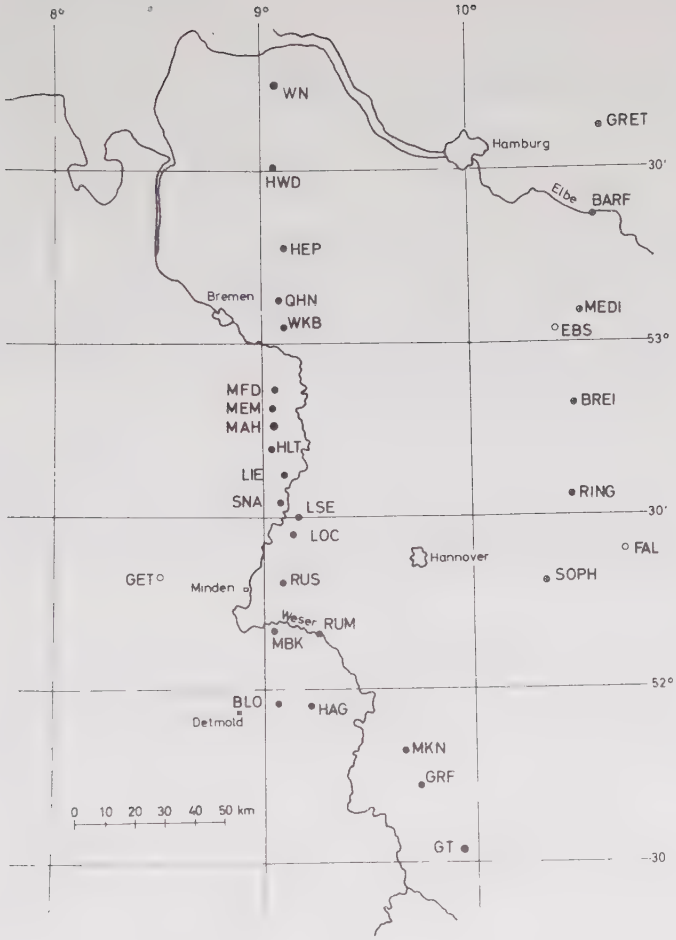


Abb.11: Lage des Meßprofils in Norddeutschland. Registrierstationen, von denen später Daten benutzt werden, sind durch ausgefüllte Kreise markiert. Stationen anderer Autoren: RUM und HAG [VOPPEL]; MKN und GRF [WINTER]. Außerdem ist die Lage der Stationen EBS und FAL [SCHMUCKER, 1959]; GET [HESSE, 1967] und des Profils von VOZOFF und SWIFT [1968] (Kreise mit Kreuzen) eingezeichnet.

messen werden muß, und außerdem eine Profilverlängerung nach Süden erforderlich war. Die zweite Meßperiode (nur mit Pulsationsstationen) von Jun.-Aug. 1969 umfaßte daher die Orte QHN, MFD, MEM, MAH, HLT, LIE, SNA, LOC, MBK und BLO.

Während beider Meßperioden wurde zusätzlich zu den mobilen Stationen ein Zentralort mit einer Pulsationsstation in alter Observatoriumsausführung eingerichtet. Die tägliche Betreuung dieser während der ersten Meßperiode in MAH und während der zweiten in LIE installierten Anlage, übernahmen interessierte Helfer. Zur Kontrolle der Messungen wurde MAH während der zweiten Meßperiode nochmals, diesmal allerdings mit einer der neuen Stationen, besetzt.

Von den Orten RUM und HAG stellte VOPPEL Registrierungen aus dem Jahr 1959 zur Verfügung. Die Lücke zwischen HAG und GT konnte mit ausgewerteten Variationsregistrierungen der Stationen MKN und GRF [WINTER, persönliche Mitteilung] geschlossen werden.

Die Suche nach geeigneten Aufstellungsmöglichkeiten war - wie immer bei solchen Messungen in dicht besiedelten Gebieten - nicht ganz problemlos. Die Pulsationsstationen sind wegen ihrer hohen Empfindlichkeit besonders anfällig gegen künstliche Störungen des Magnetfeldes, die z.B. von vorbeifahrenden Autos verursacht werden. Aufstellungsorte in Nachbarschaft der offenbar für die Tiefensondierung unentbehrlichen einsamen Forsthäuser erwiesen sich daher oft als besonders geeignet. Für Pulsationsregistrierungen brauchbare Plätze fielen für den Aufbau der ASKANIA-Variographen manchmal aus, da der notwendige Netzanschluß fehlte. So mußten in HEP und LSE Pulsations- und Variationsregistrierungen 2 bis 3 km voneinander getrennt aufgebaut werden. Im Gebiet MBK-BLO machte sich die gleichstrombetriebene Externtalbahn besonders störend bemerkbar.

3.2. Registrierbeispiele

Registrierbeispiele sollen hier nicht als Kopien von Originalregistrierungen, sondern als geplottete Montagen von Effekten wiedergegeben werden, die gleichzeitig von mehreren Stationen registriert wurden.

Einige allgemeine Erläuterungen gelten für alle sechs Beispiele: Die Effektnummer enthält gleichzeitig Jahr, Monat, Tag und Uhrzeit des Ereignisses. Die vertikalen Linien geben Weltzeit an. Die magnetischen Komponenten sind wie üblich mit ΔH (Nordkomponente), ΔD (Ostkomponente) und ΔZ (Vertikalkomponente) gekennzeichnet. Die Amplitude des Effekts kann mit dem am rechten Rand angegebenen Empfindlichkeitsbalken abgeschätzt werden. Die Stationsnamen an den Registrierspuren sind von oben nach unten in ihrer Reihenfolge auf dem Profil von Norden nach Süden angegeben. Alle Beispiele enthalten als Vergleich die Observatoriumsaufzeichnungen von Wingst und Göttingen.

Den Abb.12-14 liegen Variographen-Registrierungen zugrunde. Der Zeitmarkenabstand beträgt 1 Stunde, alle drei Komponenten sind mit gleicher Empfindlichkeit geplottet worden.

Der Effekt vom 17.Nov.1968 in Abb.12 hat eine Periode von 35-40 min. Auffallend ist der für die norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie typische Verlauf der Vertikalkomponente längs des Profils. Von gewissen Phasenverschiebungen abgesehen, sind in Wingst und Heinschenwalde die ΔZ-Komponenten parallel, in Mahlenstorf und Göttingen dagegen antiparallel zur ΔH-Komponente. Dazwischen gibt es in Wittkoppenberg eine verschwindend kleine Vertikalkomponente. Die Horizontalkomponenten weisen erheblich geringere Phasenverschiebungen auf. Dagegen ist zu erkennen, daß die Nordkomponente an den mittleren Stationen deutlich größer ist. Die Station Wittkoppenberg entspricht also den Stationen Scheeßel [FLEISCHER, 1954] und Ebstorf [SCHMUCKER, 1959]. FLEISCHER's Modellvorstellung von einem ost-west-

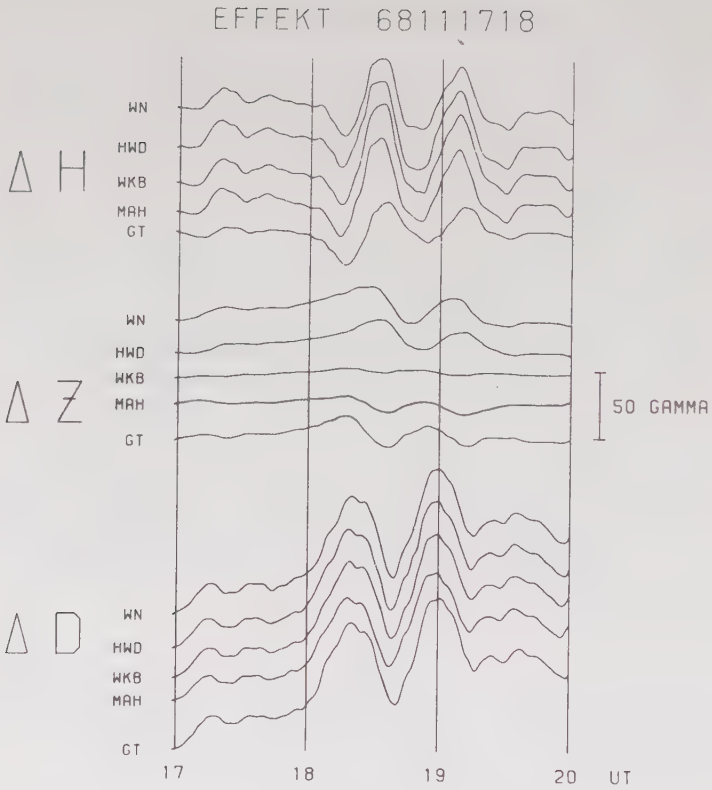


Abb.12: An den nördlichen Stationen des Profils registrierte Bay (17.Nov.1968).

lichen Linienstrom unter Scheeßel bzw. Wittkoppenberg drängt sich hier förmlich auf.
Der nächste Effekt in Abb.13 ist eine weiter südlich und in den Abendstunden beobachtete Baystörung. Der Nulldurchgang von ΔZ liegt zwischen Mahlenstorf und Wingst. Offenbar befindet sich das ΔZ-Minimum südlich von Mahlenstorf, aber

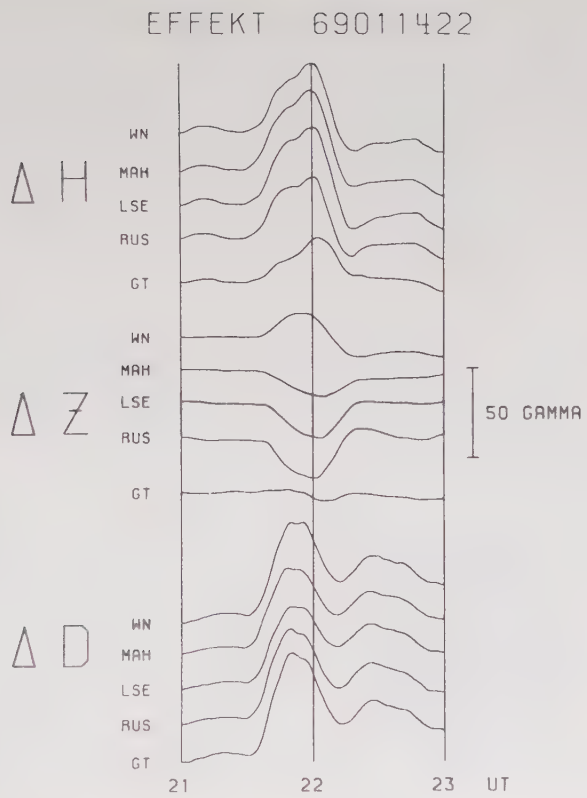


Abb.13: An den mittleren Stationen des Profils registrierte Bay (14.Jan.1969).

nördlich von Göttingen. Die maximalen ΔH-Amplituden werden nördlich des ΔZ-Minimums beobachtet.

Die starke Frequenzabhängigkeit der Anomalie geht aus einem Vergleich der Abb.13 und 14 hervor. Die Bay mit einer Periode von etwa 40 min und die kurzperiodischen (6 min) Schwingungen in Abb.14 sind an den gleichen Orten registriert worden. Das Verhältnis ΔZ/ΔH ist an den vier nördlichen Stationen

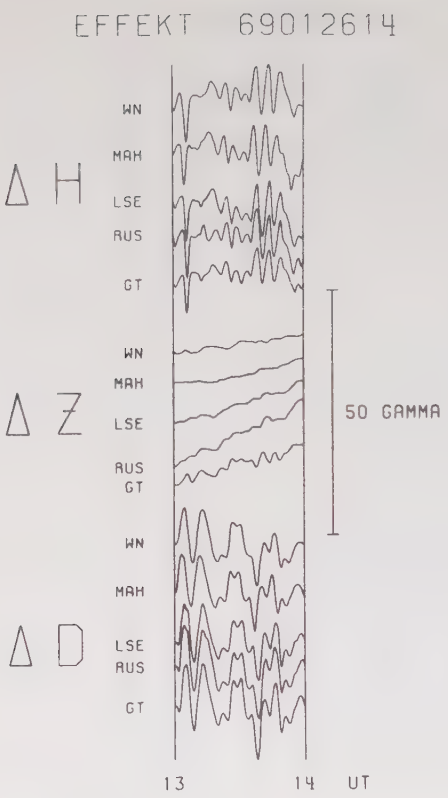


Abb.14: An den mittleren Stationen des Profils registrierte kurzperiodische Variationen (26.Jan.1969).

für kurze Perioden wesentlich kleiner als für lange. Die in Mahlenstorf bei ΔH zu beobachtende Phasenverschiebung ist vermutlich nicht reell, denn die Ganggenauigkeit der Uhren reicht für die erforderliche zeitliche Auflösung solcher Schwingungen nicht aus. Abb.14 ist aber auch ein deutliches Beispiel dafür, daß die Empfindlichkeit der ΔZ-Komponente für kurzperiodische Störungen nicht groß genug ist. Mit derartigen Registrierungen kann man zwar die Größe des ΔZ/ΔH-Verhältnisses abschätzen, nicht aber einigermaßen zuverlässige Phasenbeziehungen bestimmen.

Kurzperiodische Störungen haben also in Norddeutschland eine kleine ΔZ-Komponente. Es ist daher sehr wichtig, daß diese Komponente von den Pulsationsstationen gegenüber den Horizontalkomponenten mit etwa dreifacher Empfindlichkeit registriert wird. Die Empfindlichkeitsbalken für die H-, D- und Z-Komponenten in den Abb.15-17 sind entsprechend unterschiedlich. Außerdem ist zu beachten, daß die vertikalen Linien nunmehr Minuten markieren.

Der pi2 (irregular pulsation) in Abb.15 ist während der ersten Meßperiode registriert worden. Die Amplituden der ΔH-Komponente nehmen im Gegensatz zu der an allen Stationen gleich großen ΔD-Amplitude von Norden nach Süden etwas ab. Dieses Verhalten der Horizontalkomponenten stimmt mit den Beobachtungen von VOELKER [1963] überein, hat also vermutlich seine Ursache im äußeren anregenden Feld. Phasenverschiebungen von Station zu Station sind bei den Horizontalkomponenten nicht zu erkennen. Dagegen gibt es keine zwei Stationen mit einander ähnlichen Registrierungen der Vertikalkomponente. Die Phasen bezüglich der ΔH-Komponente ändern sich scheinbar willkürlich, die Amplituden nehmen im Mittel nach Süden hin zu. Dieses unsystematische Verhalten ist natürlich kaum durch ein zufriedenstellendes Modell zu deuten.

Während der zweiten Meßperiode wurde daher der Stationsabstand verkleinert. Der in Abb.16 wiedergegebene pc (continuous pulsation) sieht nun auch schon erfreulicher aus. Die bestimmende Komponente dieses Effekts ist die H-Komponente. Sie bestätigt eine weitere Entdeckung von VOELKER [1963], nämlich die Breitenabhängigkeit der Periode von pc's. Die Periodenlänge des Schwingungszuges nimmt deutlich von Wingst (42 sec) nach Göttingen (37 sec) ab. Die ΔZ-Registrierungen der mittleren Stationen sind einander sehr ähnlich. Sie verlaufen antiparallel zu ΔH.

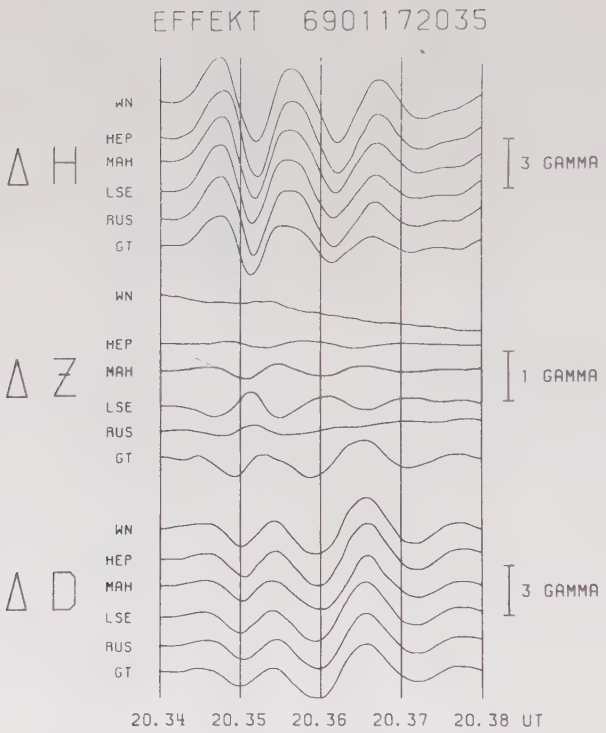


Abb.15: Während der ersten Meßperiode registrierter pi (17.Jan.1969).

Der letzte Effekt (Abb.17) gibt die Verhältnisse am südlichen Profilende wieder. Die herausragende Station ist hier Blomberg. Dieser Ort ist der einzige auf dem Profil, an dem $\Delta Z/\Delta H$ ($\simeq$ 0,3) für Pulsationen von gleicher Größenordnung ist wie für Variationen.

Als erstes, qualitatives Ergebnis der bloßen Betrachtung von Registrierungen kann also zusammengefaßt werden:

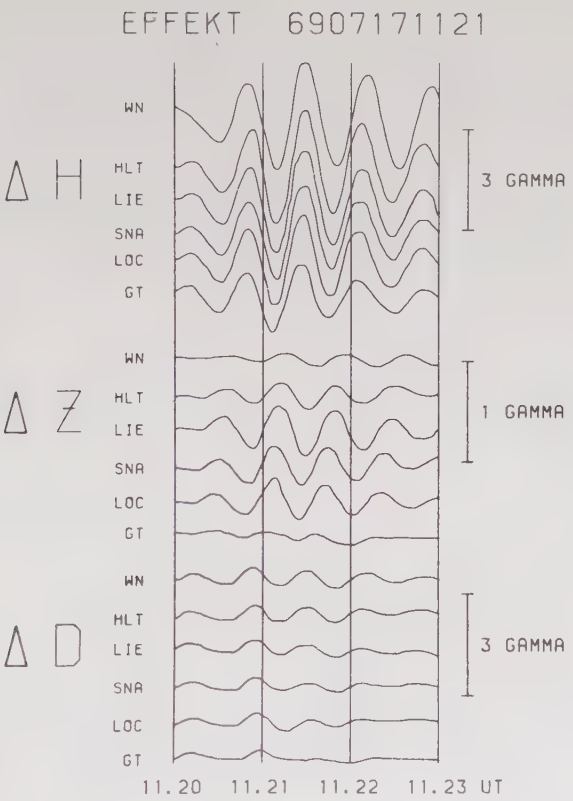


Abb.16: Während der zweiten Meßperiode an Stationen in Profilmitte registrierter pc. (17.Juli 1969)

1. Die Variationen zeigen das bekannte Bild der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie: ΔZ ist parallel zu ΔH im Norden, antiparallel im Süden.
2. Die Vertikalkomponente der Pulsationen ist im allgemeinen sehr klein und ändert sich längs des Profils nicht so systematisch wie bei den Variationen.

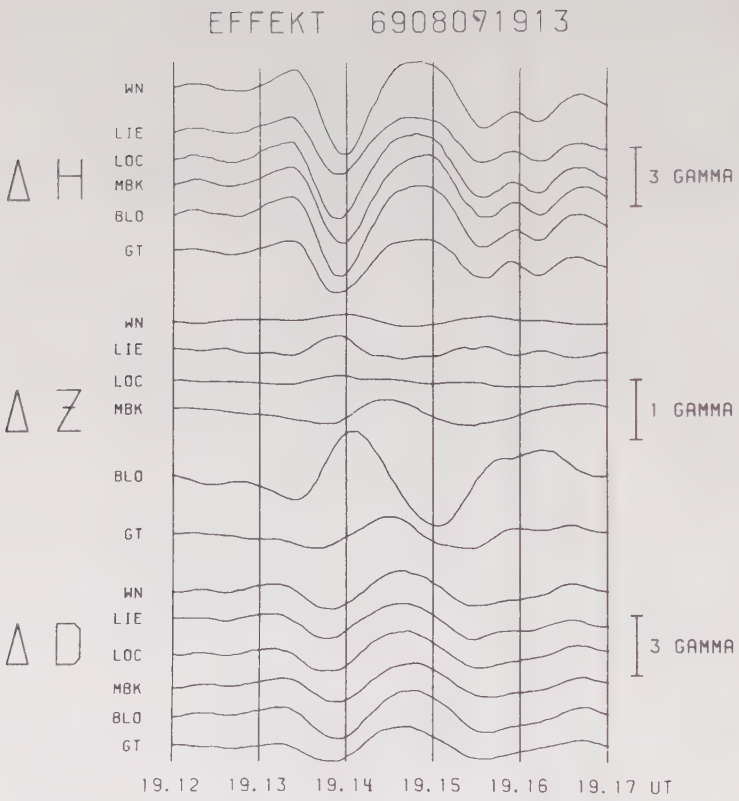


Abb.17: Während der zweiten Meßperiode an südlichen Stationen registrierter pi (7.Aug.1969).

4. Analyse der Daten

4.1. Digitalisieren der Filmregistrierungen

Filmregistrierungen sind zwar sehr dazu geeignet, auf verhältnismäßig engem Raum viel Information dauerhaft und übersichtlich zu speichern, sie erschweren aber die weitere Verarbeitung der aufgezeichneten Daten. Geplant war von Anfang an die gezielte Auswertung einzelner, möglichst "guter" Variations- und Pulsationseffekte. In den ersten Arbeitsgängen wurden daher die Filme beschriftet, Zeitmarkenkorrekturen angebracht, Kurzeichungen ausgewertet und Listen der Ausfallzeiten und der brauchbaren Effekte mit deren Merkmalen (z.B. Typ und Periode) aufgestellt. Von diesen Effekten wurden dann 148 Pulsationen und 70 Variationen ausgewählt, die an möglichst allen Stationen in den drei Komponenten störungsfrei registriert worden waren und die gemeinsam ein möglichst breites Frequenzband ungefähr gleichverteilt besetzten.

Mit Hilfe einer speziell für diesen Zweck konstruierten optischen Vergrößerungseinrichtung konnten die Originalregistrierungen ca. 3-fach (Variationen) bzw. 5-fach (Pulsationen) vergrößert auf eine Mattscheibe projiziert und auf transparentem Millimeterpapier nachgezeichnet werden. Als Ergebnis dieser Prozedur erhält man im allgemeinen je Effekt ein DIN A3-Blatt, das die drei Komponenten der Wanderstationen und der Observatorien Wingst und Göttingen mit Berücksichtigung der Zeitmarkenkorrekturen enthält.

Nach der Vergrößerung beträgt der Zeitmaßstab auf dem Blatt 2 mm/sec für Pulsationen und 1 mm/min für Variationen. Der Blattgröße entsprechend sind Zeitintervalle von 2-6 Minuten (Pulsationen) bzw. 1-5 Stunden (Variationen) herausgezeichnet worden. Es ist so zumindest bei pi's und Bays möglich, die Effekte von ihrem Einsatz bis zum Abklingen zu erfassen.

Das Herauszeichnen der Effekte ist zwar zeitraubend und mühevoll, erleichtert jedoch einmal in Zweifelsfällen die Identifizierung der gewünschten Komponente, falls Registrierspuren übereinandergelaufen sind, und zum anderen das anschließende Digitalisieren. Digitalisiert wurde halbautomatisch mit einem "Pencil Follower" der Firma D-MAC. Die Maschine liefert als Ergebnis einen 8-Kanal-Lochstreifen im ASCII-Code, der die orthogonalen xy-Koordinaten der Effekte und der Zeitmarken, sowie weitere wichtige Daten, wie Stationsnummer, Komponente, Effektnummer, Datum und Uhrzeit des Effekts, Eichfaktoren, optische Vergrößerungsfaktoren und den Digitalisierungsabstand enthält. Die Koordinaten werden mit einer Genauigkeit von 1/10 mm angegeben, als Digitalisierungsabstand (äquidistante x-Werte) wurde im allgemeinen 4 sec für Pulsationen und 2 min für Variationen gewählt. Das Auflösungsvermögen für ΔZ-Pulsationen der Periode 20 sec beträgt z.B. etwa 0.002 γ, jenes für Variationen etwa 0.1 γ.

Die Lochstreifeninformationen werden im zentralen Rechenzentrum der Universität Göttingen (UNIVAC 1108) entweder auf 80-spaltige Lochkarten oder auf Massenspeicher, wie Magnettrommel oder Magnetband, übertragen und in einer Rechenroutine auf Digitalisierungsfehler untersucht. Außerdem werden die Zeitkorrekturen und ein auf Grund von ungleichmäßigem Filmvorschub oder Filmschrumpfung (beim Trocknen) beruhender ungleichmäßiger Zeitmarkenabstand berücksichtigt. Die langwierige Aufbereitung der Rohdaten ist damit abgeschlossen.

4.2. Harmonische Analyse

Die Registrierungen der Komponenten an verschiedenen Stationen, und natürlich auch deren digitalisierte Daten, sind Informationen im Ort-Zeit-Bereich. Eine vereinfachte theoretische Behandlung der erdmagnetischen Induktionsvorgänge, und auch die angestrebten Modellrechnungen zur Deutung der beobachteten Anomalien, wird durch die Annahme zeitlich harmonischer Felder ermöglicht. Dies erfordert eine Fouriertransformation aus dem Ort-Zeit-Bereich in den Ort-Frequenz-Bereich.

Sei F(t) eine beliebige Zeitfunktion, die im Zeitbereich

$$-\frac{T_o}{2} \leq t \leq \frac{T_o}{2}$$

bekannt ist. Mit Hilfe einer harmonischen Analyse des Grundintervalls $T_o = 2\pi/\omega_o$ soll die Zeitfunktion F(t) wie folgt dargestellt werden:

$$F(t) = a_o + \sum_\nu (a_\nu \cos\nu\omega_o t + b_\nu \sin\nu\omega_o t)$$

Statt der beiden Amplituden a_ν und b_ν ist auch die Angabe einer Amplitude c_ν und Phase φ_ν für jede Harmonische der Zeitfunktion möglich:

$$F(t) = a_o + \sum_\nu c_\nu \sin(\nu\omega_o t + \varphi_\nu)$$

Die Transformation liefert für jede Station, deren Lage durch den Ortsvektor $\underline{r}$ gekennzeichnet sei, aus den 3 zeitlich veränderlichen Magnetfeldkomponenten einen Satz von 6 frequenzabhängigen Koeffizienten bzw. von 3 frequenzabhängigen Koeffizienten und Phasen:

$$\Delta H(\underline{r},t) \rightarrow a_H(\underline{r},\omega),\ b_H(\underline{r},\omega) \rightarrow c_H(\underline{r},\omega),\ \varphi_H(\underline{r},\omega)$$

$$\Delta D(\underline{r},t) \rightarrow a_D(\underline{r},\omega),\ b_D(\underline{r},\omega) \rightarrow c_D(\underline{r},\omega),\ \varphi_D(\underline{r},\omega)$$

$$\Delta Z(\underline{r},t) \rightarrow a_Z(\underline{r},\omega),\ b_Z(\underline{r},\omega) \rightarrow c_Z(\underline{r},\omega),\ \varphi_Z(\underline{r},\omega)$$

Für die Berechnung der Koeffizienten in einem FORTRAN-Programm muß man zunächst die Grundperiode vorwählen. Diese wurde so festgelegt, daß die vorherrschende Periode des Effekts als eine der Oberschwingungen in der Analyse vorkommt. Das eigentliche Analysenergebnis wird aber durch die Wahl der Grundperiode nicht beeinflußt. Der pi, links in Abb.18, hat eine vorherrschende Periode von 75 sec. Digitalisiert wurde das Zeitintervall 20.48 - 20.52 UT, also 240 sec. Als größtes ganzzahliges Vielfaches von 75 sec paßt ein Analysenintervall von 225 sec in dieses Zeitintervall. Die 2. Oberschwingung (ν=3) ist im Zeitbereich in der rechten Hälfte der Abb. 18 dargestellt. Ein Vergleich mit dem pi zeigt, daß Phasen- und Amplitudenverhältnisse des pi durch diese Oberschwingung sehr gut erfaßt werden.

Tabelle 1 enthält als Beispiel die Koeffizienten c_ν und die Phasen φ_ν der vollständigen Analyse des pi. An der Größe der Amplituden und einem Phasenvergleich zwischen den einzelnen Stationen ist deutlich zu erkennen, daß es keinen Sinn hat, noch mehr als 10 Harmonische (einschließlich der Grundperiode) zu bestimmen. Dem pi würde man die relativ große Amplitude für ν=1 nicht ohne weiteres ansehen. Man verschätzt sich aber leicht, da wegen der Amplitudenresonanzkurve der Pulsationsregistrierungen die Empfindlichkeit für derartig lange Perioden bereits stark abgenommen hat. Tabelle 1 enthält nicht das konstante Glied a_o und die LAMONT'sche Korrektur, mit der Anfangs- und Endwert des Analysenintervalls auf gleiches Niveau gebracht und Zwischenwerte linear interpoliert werden. Zu bemerken wäre auch noch, daß die Skalenfaktoren natürlich erst nach der Analyse berücksichtigt werden. Sollen die

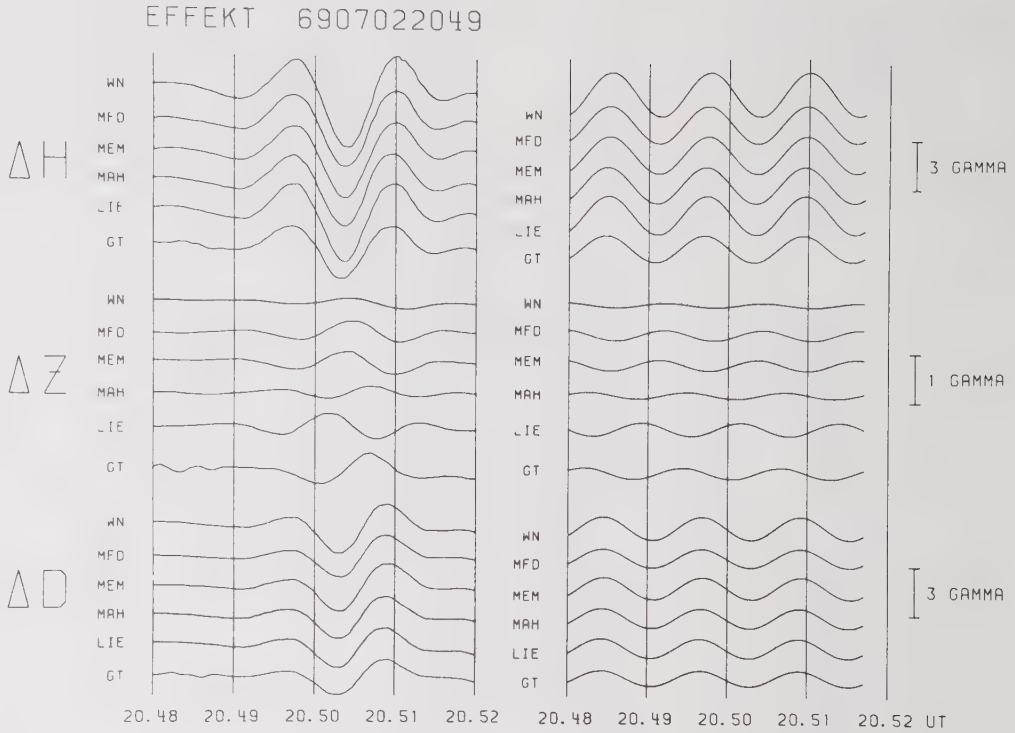


Abb.18: Registrierter pi mit einer Periode von 75 sec (links), und die entsprechende Oberschwingung nach einer harmonischen Analyse (rechts).

	ν	T [sec]	c_ν[γ]						φ_ν[grd]					
			WN	MFD	MEM	MAH	LIE	GT	WN	MFD	MEM	MAH	LIE	GT
H	1	225	0.686	0.382	0.500	0.279	0.404	0.160	81	95	79	100	78	78
	2	112	1.454	1.231	1.173	1.125	1.223	0.821	162	166	166	171	168	173
	3	75	1.342	1.142	1.142	1.116	1.193	0.827	- 64	- 57	- 56	- 49	- 52	- 44
	4	56	0.473	0.419	0.404	0.426	0.450	0.310	51	61	62	70	68	75
	5	45	0.068	0.068	0.041	0.071	0.054	0.050	134	114	144	152	160	-174
	6	37	0.019	0.016	0.027	0.010	0.009	0.012	70	100	41	- 25	- 3	118
	7	32	0.012	0.016	0.015	0.016	0.027	0.038	- 6	136	91	30	96	146
	8	28	0.019	0.013	0.013	0.024	0.021	0.007	99	123	149	132	-177	149
	9	25	0.006	0.018	0.006	0.008	0.011	0.009	38	162	- 14	-110	- 33	122
	10	22	0.008	0.008	0.002	0.009	0.004	0.005	170	- 62	56	- 24	150	- 36
Z	1	225	0.042	0.030	0.049	0.026	0.035	0.156	- 61	- 86	- 12	-120	-128	160
	2	112	0.054	0.114	0.115	0.035	0.091	0.177	- 8	- 25	- 3	-119	37	- 94
	3	75	0.047	0.107	0.112	0.069	0.137	0.117	103	103	121	22	-176	34
	4	56	0.011	0.036	0.038	0.031	0.058	0.057	-178	-158	-132	125	- 51	138
	5	45	0.003	0.007	0.008	0.006	0.007	0.009	-160	-110	- 43	-102	15	-123
	6	37	0.001	0.002	0.001	0.001	0.003	0.004	171	- 62	-102	- 81	36	42
	7	32	0.002	0.003	0.001	0.001	0.001	0.010	-100	45	-147	115	- 93	56
	8	28	0.000	0.001	0.003	0.001	0.001	0.007	-129	-135	- 72	-132	27	18
	9	25	0.001	0.001	0.002	0.000	0.002	0.008	-176	-115	- 15	10	-126	- 36
	10	22	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.004	101	- 94	2	-176	13	- 40
D	1	225	0.792	0.645	0.733	0.647	0.650	0.655	118	130	124	130	129	111
	2	112	0.796	0.659	0.775	0.687	0.643	0.564	-162	-157	-159	-159	-152	-153
	3	75	0.718	0.579	0.677	0.608	0.596	0.477	- 39	- 37	- 41	- 34	- 31	- 32
	4	56	0.326	0.262	0.278	0.257	0.254	0.225	78	78	76	85	91	84
	5	45	0.078	0.075	0.063	0.076	0.066	0.043	-178	175	-179	-171	-168	-166
	6	37	0.012	0.018	0.024	0.019	0.015	0.035	-106	- 85	- 13	- 44	- 38	- 74
	7	32	0.004	0.009	0.008	0.007	0.006	0.016	105	62	120	109	148	-104
	8	28	0.010	0.015	0.010	0.010	0.006	0.012	140	139	139	123	-179	-150
	9	25	0.006	0.003	0.006	0.004	0.008	0.006	-128	-115	-128	-104	- 44	162
	10	22	0.002	0.005	0.001	0.001	0.003	0.001	- 91	164	-162	-161	97	- 18

Tabelle 1: Harmonische Analyse des pi vom 2.Juli 1969 (Abb.18)

Harmonischen von Pulsationen zur wahren Störung zusammengesetzt werden, müssen die Phasen φ_ν mit der Phasenresonanzkurve (Abb.6) korrigiert werden.

Aus den digitalisierten Effekten konnten 24690 Harmonische von Pulsationen und 8580 Harmonische von Variationen berechnet werden. Da alle weiteren Untersuchungen auf diesen Harmonischen beruhen sollten, wurden sie auf Lochkarten übertragen. Eine Lochkarte enthält Effektnummer, Stationsnummer, Komponente, Nummer und Periode der Harmonischen, die Koeffizienten a,b,c und die Phase φ.

4.3. Amplituden- und Phasenvergleich

Da die Analysenintervalle aller gleichzeitig registrierten Effekte für die einzelnen Stationen zeitlich identisch sind, können Amplituden und Phasen von Harmonischen gleicher Ordnung in Relation zu einer Normierungsstation bestimmt werden. Als Normierungsstation eignet sich besonders das Observatorium Wingst, denn so können ältere und auch künftige Registrierungen leicht an die vorliegenden angeschlossen werden.

Abb.19 gibt einen Eindruck vom Verlauf einiger Amplituden- und Phasenverhältnisse für eine Variationsfrequenz (gestrichelte Kurve) und für eine Pulsationsfrequenz (ausgezogene Kurve) längs des Profils. Die Variationsfrequenz 1 cph wurde dem Periodenbereich 50-70 min, die Pulsationsfrequenz 60 cph dem Periodenbereich 40-70 sec der Harmonischen zugeordnet.

Die beiden oberen Darstellungen geben den Verlauf der ΔH-Komponente in Amplitude und Phase getrennt wieder. Das Argument S (z.B. in $c_H(S)$) soll andeuten, daß Amplitude und Phase an der jeweiligen Station gemeint sind. Die senkrechten Balken geben bei Amplitudenverhältnissen die Standardabweichung und bei Winkelbeziehungen ein ähnliches, nach MISES [1918] ermitteltes Streuungs-Maß an. Angaben zur Bestimmung der Mittelwerte und Streuung von Winkeln befinden sich in Anhang IV. Für Variationen erreicht die ΔH-Komponente etwa 80 km südlich Wingst ihr Maximum und fällt dann bis Göttingen fast ständig ab. Für Pulsationen gibt es kein derartiges Maximum. Mindestens ein Teil der großräumigen Amplitudenabnahme von Wingst nach Göttingen ist sowohl für Variationen als auch für Pulsationen auf eine Inhomogenität des äußeren Feldes zurückzuführen.

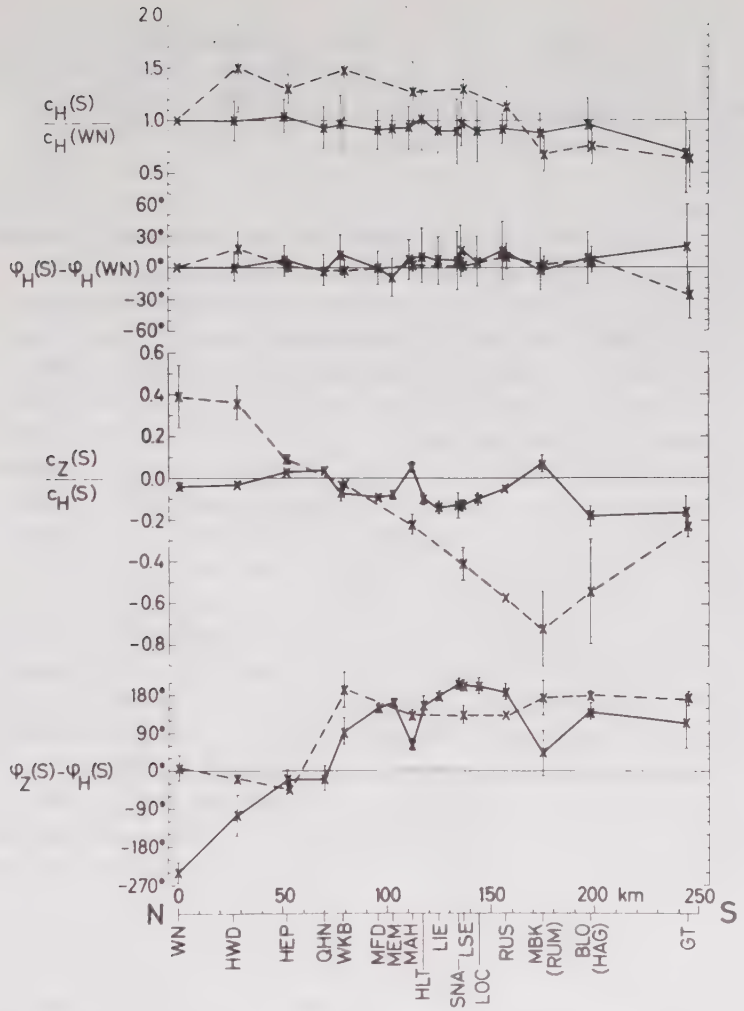


Abb.19: Amplituden- und Phasenvergleich von Harmonischen für die Frequenzen 1 cph (gestrichelte Kurven) und 60 cph (ausgezogene Kurven). Dargestellt ist längs des Profils der Verlauf der ΔH-Amplitude, der ΔH-Phase, des ΔZ/ΔH-Verhältnisses und der auf ΔH bezogenen Phase von ΔZ (von oben nach unten). ΔZ/ΔH ist positiv für ΔZ parallel ΔH und negativ für ΔZ antiparallel ΔH.

Die mittleren Phasen $\varphi_H(S)$ weichen zwar für beide Frequenzen um bis zu 26° von $\varphi_H(WN)$ ab, doch sind diese Abweichungen wegen der großen Fehlerbalken wohl kaum als gesichert anzusehen.

Interessanter ist die Kurve darunter. Sie gibt die auf das lokale ΔH bezogene Vertikalkomponente der einzelnen Stationen an. Berücksichtigt werden dabei nur solche $c_H(S)$, für die $c_D(S)/c_H(S) \leq 1$ erfüllt ist, also nur Effekte mit relativ großer ΔH-Amplitude. Dadurch kann eine möglicherweise vorhandene Z-D-Korrelation die hier allein interessierende Z-H-Korrelation (die wegen der etwa Ost-West streichenden Anomalie angenommen wird) weniger stark verdecken. Das Amplitudenverhältnis $c_Z(S)/c_H(S)$ ist für ΔZ parallel ΔH mit positivem und für ΔZ antiparallel ΔH mit negativem Vorzeichen versehen worden. Aufgetragen ist also der Verlauf von $\mathrm{sgn}\{\cos[\varphi_Z(S) - \varphi_H(S)]\} \cdot c_Z(S)/c_H(S)$ längs des Profils.

Was man den Registrierbeispielen bereits qualitativ entnehmen konnte, wird hier bestätigt: Für 1 cph ist ΔZ im Norden und im Süden groß. Dazwischen gibt es ein Gebiet (das mit jenem maximaler ΔH-Amplituden übereinstimmt), in dem die Vertikalkomponente verschwindet. Die Vertikalkomponente der Pulsationen ist im Norden zunächst sehr klein, um dann ab 80 km südlich Wingst etwas, aber nicht mit den Variationen vergleichbar, nach Süden zuzunehmen. An den Stationen Mahlenstorf und Möllenbeck wird diese Zunahme jeweils unterbrochen.

Die Phasenverschiebung zwischen Vertikal- und Nordkomponente ist im untersten Teil der Abb. dargestellt. Hier ist zu erkennen, daß es zwischen "parallel" und "antiparallel" zu ΔH zwar feinere Abstufungen gibt, ΔZ aber doch ab 80 km südlich Wingst sowohl für Variationen als auch für Pulsationen antiparallel zu ΔH verläuft.

4.4. Induktionspfeile

Die Induktionspfeile waren das erste brauchbare Maß, mit dem Dreikomponenten-Registrierungen des Magnetfeldes im Bereich einer Leitfähigkeitsanomalie einheitlich zusammengefaßt und anschaulich dargestellt werden können. Sie sind für einen gegebenen Ort nur noch von der Frequenz abhängig. Konstruktionsmethoden sind von PARKINSON [1959], WIESE [1965] und UNTIEDT [1964] angegeben worden. Die Methoden gehen von unterschiedlichen Voraussetzungen aus und unterscheiden sich in ihrem Ergebnis teilweise wesentlich [SIEBERT, 1969].

Das Verfahren von UNTIEDT ist auf den Grenzfall reiner Selbstinduktion beschränkt und führt im Fall von harmonischen Störungen immer zu einem Induktionspfeil, der dann nicht unbedingt als solcher zu gebrauchen ist. Das Verfahren von WIESE ist nicht an Voraussetzungen über die Größe der Leitfähigkeit gebunden und geht von vornherein von der Existenz einer zweidimensionalen Leitfähigkeitsverteilung des Untergrundes aus. Der berechnete Induktionspfeil sollte dann senkrecht auf der Streichrichtung der Anomalie stehen und im allgemeinen vom besseren Leiter wegzeigen. Insbesondere von WIESE [1965] sind für zahlreiche europäische Stationen Induktionspfeile berechnet worden, so daß es sinnvoll schien, auch in dieser Arbeit seinem Verfahren den Vorzug zu geben.

Allerdings wurde nicht eine von WIESE angegebene Konstruktionsmethode benutzt, die darauf hinausläuft, die Abschnittsgleichung einer Geraden zu bestimmen, sondern ein von WINTER [1969] angegebenes Verfahren.

Für die drei Komponenten wird der lineare Ansatz

$$\Delta Z = A \cdot \Delta H + B \cdot \Delta D$$

gemacht und zur Bestimmung der Koeffizienten A und B eine Ausgleichsrechnung durchgeführt. Dann werden zum gleichen Zeitpunkt, gewöhnlich wenn ΔZ sein Maximum erreicht, die

Amplituden von ΔH, ΔD und ΔZ abgelesen und durch die Punktetripel im Raum eine beste Ebene gelegt. Als Ergebnis der Ausgleichsrechnung erhält man unter Benutzung der Schreibweise (z.B.)

$$[HZ] = \sum_{i=1}^{n} (\Delta H_i \cdot \Delta Z_i)$$

die Koeffizienten:

$$A = \frac{[HZ]\cdot[DD]-[DZ]\cdot[HD]}{[HH]\cdot[DD]-[HD]^2}$$

$$B = \frac{[DZ]\cdot[HH]-[HZ]\cdot[HD]}{[HH]\cdot[DD]-[HD]^2}$$

Daraus berechnet man die Länge C und die von Norden über Osten angegebene Richtung ϑ des Induktionspfeils:

$$C = \sqrt{A^2 + B^2}$$

$$\vartheta = \arctan \frac{B}{A}$$

Ein Vorteil dieser Berechnung nach WINTER ist auch, daß man eine Größe ρ als Radius eines Vertrauenskreises für das nicht korrelierte Z relativ zur Länge des Induktionspfeils erhält:

$$\rho = C\cdot\Big(\sum_{i=1}^{n} (A\cdot\Delta H_i + B\cdot\Delta D_i - \Delta Z_i)^2 \Big/ \sum_{i=1}^{n} (\Delta Z_i)^2\Big)^{1/2}$$

Tabellen der aus den Harmonischen berechneten Größen C, ρ und ϑ befinden sich in Anhang V. Aus den Tabellen gehen auch die Periodenbereiche, über die für die grafische Darstellung in Abb.20 gemittelt wurde, hervor. Die Vertrauenskreise wurden nicht eingezeichnet, um die Darstellung nicht zu unübersichtlich zu machen. Trotz der teilweise großen Fehlerkreise ist die Übereinstimmung mit älteren Bestimmungen der Induktions-

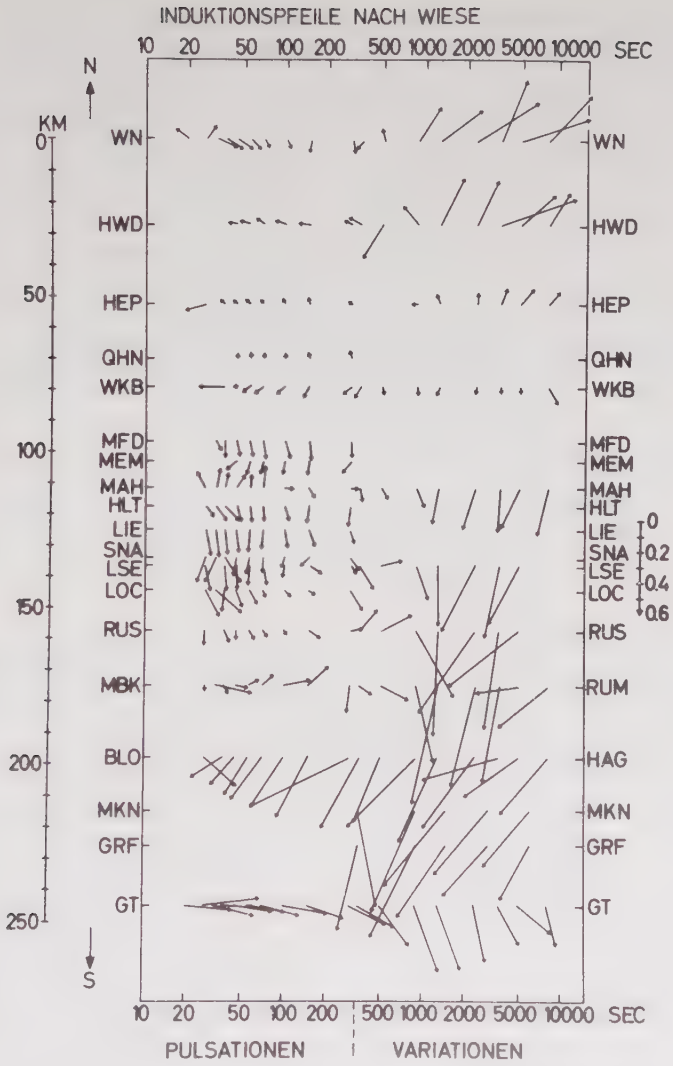


Abb.20: Aus harmonisch analysierten Pulsationen und Variationen berechnete Induktionspfeile im Bereich der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie.

pfeile nach WIESE von anderen Autoren in Wingst und Göttingen gut:

Station	Periode	C	ϑ	Autor
WN	19 - 40 min	0.38	50°	WIESE [1965]
WN	21 - 50 min	0.40	55°	eigene
GT	25 - 65 min	0.37	162°	WINTER [1969]
GT	21 - 70 min	0.37	160°	eigene
GT	30 - 80 sec	0.25	112°	PALANDT [1969]
GT	25 - 80 sec	0.28	97°	eigene

Tabelle 2: Vergleich mit Induktionspfeilen nach WIESE, die von anderen Autoren für Wingst und Göttingen bestimmt wurden.

Abb.20 bestätigt zunächst einmal die komplizierte Orts- und Frequenzabhängigkeit der Amplituden- und Phasenvergleiche im Beobachtungsgebiet. Die ΔZ-Amplituden und damit die Pfeillängen sind im Bereich Hepstedt-Wittkoppenberg, wie an der Station Ebstorf [SCHMUCKER, 1959], sehr klein. Von lokalen Störungen abgesehen, haben die Induktionspfeile nördlich dieses Gebietes eine überwiegende, nach Norden anwachsende Nordkomponente und südlich eine überwiegende, nach Süden zunehmende Südkomponente. Dieser Verlauf paßt zu den von WIESE [1965] für das Gebiet der DDR ermittelten Induktionspfeilen, mit der Ausnahme, daß das Gebiet der längsten nach Süden zeigenden Induktionspfeile in der DDR ca. 30 km nördlicher liegt. Von der Annahme ausgehend, daß die Induktionspfeile senkrecht zum Streichen einer Anomalie stehen und vom guten Leiter wegzeigen, müßte es etwa 70 km südlich von Wingst ein EW-streichendes Gebiet erhöhter elektrischer Leitfähigkeit geben.

Daß die Anomalie nicht streng zweidimensional sein kann, oder aber mehrere Anomalien die Registrierungen auf dem Profil beeinflussen, läßt die Periodenabhängigkeit der Induktionspfeilrichtungen vermuten. So gibt es besonders bei den Pulsationen für die Orte Wingst, Mahlenstorf, Möllenbeck und Göttingen starke Abweichungen, die nicht zu einer ost-westlichen Stromdrängung im Gebiet südlich Wingst passen. Andererseits ist es nicht verwunderlich, daß diese Abweichungen gerade bei den Pulsationen beobachtet werden, da sie wegen ihrer geringeren Eindringtiefe ja viel stärker auf lokale Unregelmäßigkeiten des Untergrundes ansprechen. Die Frequenzabhängigkeit der Induktionspfeile in Göttingen wird sicherlich vor allem durch das Zusammenwirken der durch den Leinegraben verursachten Göttinger D-Anomalie [KREMSER, 1962; WINTER, 1966; JAESCHKE, 1963; STEVELING, 1966] mit der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie verursacht.

4.5. Komplexe Übertragungskoeffizienten

Im Ort-Zeit-Bereich kann man für eine harmonische Störung den komplexen Ansatz

$$H(\underline{r},t) = H_o(\underline{r},\omega)\cdot\cos(\omega t + \xi)$$

$$= \mathrm{Re}\{H_o(\underline{r},\omega)\cdot e^{i\omega t}\}$$

machen. Durch Vergleich mit dem Ansatz für die harmonische Analyse (vergl. Kap. 4.2) erhält man die Beziehungen

$$a_H = H_o \cdot \cos\xi \qquad b_H = -H_o \cdot \sin\xi.$$

Beim Übergang in den Ort-Frequenz-Bereich ist dann

$$H(\underline{r},\omega) = a_H - ib_H \tag{1a}$$

und entsprechend:

$$D(\underline{r},\omega) = a_D - ib_D \tag{1b}$$

$$Z(\underline{r},\omega) = a_Z - ib_Z \tag{1c}$$

H,D und Z werden von jetzt an als komplex angesehen. Nach SCHMUCKER [1970] und WINTER [1971] ist auch für die komplexen Größen entsprechend dem linearen Ansatz zur Bestimmung der Induktionspfeile nach WIESE:

$$Z = A \cdot H + B \cdot D.$$

Die komplexen Übertragungskoeffizienten A und B werden in Real- und Imaginärteil aufgespalten

$$A = A_u + iA_v$$

$$B = B_u + iB_v$$

und mit

$$C_u = \sqrt{A_u^2 + B_u^2} \qquad \vartheta_u = \arctan\frac{B_u}{A_u}$$

ein 0°-Pfeil ("in Phase-Anteil") bzw. mit

$$C_v = \sqrt{A_v^2 + B_v^2} \qquad \vartheta_v = \arctan\frac{B_v}{A_v}$$

ein 90°-Pfeil ("phasenverschobener Anteil") bestimmt. Auch die komplexen Übertragungskoeffizienten können analog zur Bestimmung der Induktionspfeile über eine Ausgleichsrechnung [WINTER, 1971] bestimmt werden:

$$A = \frac{[ZH^*]\cdot[DD^*]-[ZD^*]\cdot[DH^*]}{[HH^*]\cdot[DD^*]-[HD^*]\cdot[DH^*]} \qquad (2a)$$

$$B = \frac{[ZD^*]\cdot[HH^*]-[ZH^*]\cdot[HD^*]}{[HH^*]\cdot[DD^*]-[HD^*]\cdot[DH^*]} \qquad (2b)$$

(H^* ist konjugiert komplex zu H). Entsprechend ist der nicht-korrelierte Anteil von Z

$$\varepsilon = \sqrt{1 - \frac{A\cdot[HZ^*]+B\cdot[DZ^*]}{[ZZ^*]}},$$

den man mit

$$\rho = \varepsilon \cdot \sqrt{C_u^2 + C_v^2}$$

auch im Verhältnis zur Länge der Pfeile setzen kann, um so wieder den Radius eines Vertrauenskreises zu erhalten.

Wie bereits in den Kapiteln 4.1 und 4.2 erwähnt, konnten aus 218 Effekten insgesamt 32270 Harmonische bestimmt werden. Natürlich eigneten sich nicht alle Harmonischen dazu, gemäß den Gleichungen (1) und (2) Übertragungskoeffizienten

zu bestimmen. Zuerst scheiden einmal alle Effekte aus, bei denen eine der drei Komponenten ausgefallen ist. Es wurde dann angestrebt, von den verbleibenden Effekten nur soviele Harmonische zu benutzen, daß der Radius ρ des Vertrauenskreises möglichst klein wurde.

Das Auswahlkriterium sollte einerseits zu kleine Z-Harmonische eliminieren und andererseits berücksichtigen, daß die Amplituden c_Z mit abnehmender Periode T kleiner werden. Als geeignet erwies sich schließlich ein Amplitudenfilter mit Hochpaßcharakter:

$$c'_Z = c_Z \frac{T_F}{T} \geq 1\gamma \quad \text{mit}$$

$$T_F = 3.3 \cdot 10^4 \text{ sec für Pulsationen}$$

$$T_F = 1.2 \cdot 10^4 \text{ sec für Variationen}$$

Sei $c_Z(max)$ die Amplitude der größten Z-Harmonischen und c(max) die Amplitude der größten Harmonischen aller drei Komponenten, dann werden außerdem nur solche Harmonische mit in die Berechnung der Übertragungskoeffizienten einbezogen, für die bei den Pulsationen $c_Z \geq c_Z(max)/10$ und bei den Variationen c_H, c_D, $c_Z \geq c(max)/10$ gilt. Diese Kriterien erfüllten 3820 harmonische Wertetripel von Pulsationen. Die Übertragungskoeffizienten für die Frequenz 0,5 und 1,0 cph wurden ausschließlich aus Bayanalysen (443 Wertetripel), für 5,0 und 10,0 cph aus kurzperiodischen Variationen (599 Wertetripel) und schließlich für 2,0 cph (1042 Wertetripel) aus Bays und kurzperiodischen Variationen zusammen ermittelt. Pulsationen und Variationen wurden in je 5 Periodengruppen eingeteilt und diesen Gruppen 10 Frequenzen von 0.5 - 150 cph zugeordnet. Tabellen mit den Übertragungskoeffizienten befinden sich mit Angabe der Periodenbereiche in Anhang VI.

In Abb.21 werden die Übertragungskoeffizienten (C_u, ϑ_u), (C_v, ϑ_v), die man als verallgemeinerte Induktionspfeile ansehen kann, mit den Induktionspfeilen nach WIESE (C, ϑ) und mit dem Amplitudenverhältnis c_Z/c_H für die Frequenz 1 cph miteinander verglichen. Von einigen Abweichungen abgesehen, ist der 0°-Pfeil (C_u, ϑ_u) mit dem Induktionspfeil nach WIESE vergleichbar. An allen Stationen mit beachtlichem 90°-Pfeil (C_v, ϑ_v) gilt $C > C_u$. Relativ große, den 0°-Pfeilen entgegen gerichtete 90°-Pfeile, werden besonders im mittleren Profilbereich beobachtet. An den südlichsten vier Stationen im Bereich der Mittelgebirge ist der Imaginärteil der Übertragungskoeffizienten am kleinsten. A_u ist mit C_u vergleichbar, wie wegen der vorherrschenden NS-Richtung der Pfeile zu erwarten ist. Das Amplitudenverhältnis der Vertikal- zur Nordkomponente c_Z/c_H gibt ganz gut die Länge des WIESE-Pfeils wieder. Offenbar sind aber auch die Phasenbeziehungen $\varphi_Z(S) - \varphi_H(S)$ in Kapitel (4.3) richtig bestimmt worden, denn c_Z/c_H wurde positiv nach rechts für $-90^\circ \leq \varphi_Z(S) - \varphi_H(S) < 90^\circ$ und sonst negativ aufgetragen. Entsprechend erhielten die C, C_u, C_v positives Vorzeichen, wenn die Pfeile eine Komponente in Nordrichtung haben und ein negatives für die entgegengesetzte Richtung.

Die Registrierungen erfolgten auf einem Nord-Süd-Profil (geographisch), also senkrecht zur erwarteten Streichrichtung der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie. Sämtliche Variometer waren nach den lokalen geomagnetischen Koordinaten ausgerichtet. Wegen der geringen Deklination (ca. 3°W) an allen Meßpunkten wurden die Registrierungen und Übertragungskoeffizienten nicht entsprechend korrigiert. Damit interessiert vor allem der mit der Nordkomponente korrelierte Anteil der Übertragungskoeffizienten, also $A = A_u + iA_v$. Obwohl B (siehe Anhang VI) durchaus nicht zu vernachlässigen ist, kann auf Grund der Messungen auf einem Profil, und vor allem, da die angestrebten Modellrechnungen noch nicht dreidimensional möglich sind, nur eine zweidimensionale Interpretation versucht werden. Es wird also angenommen, daß sich die Anoma-

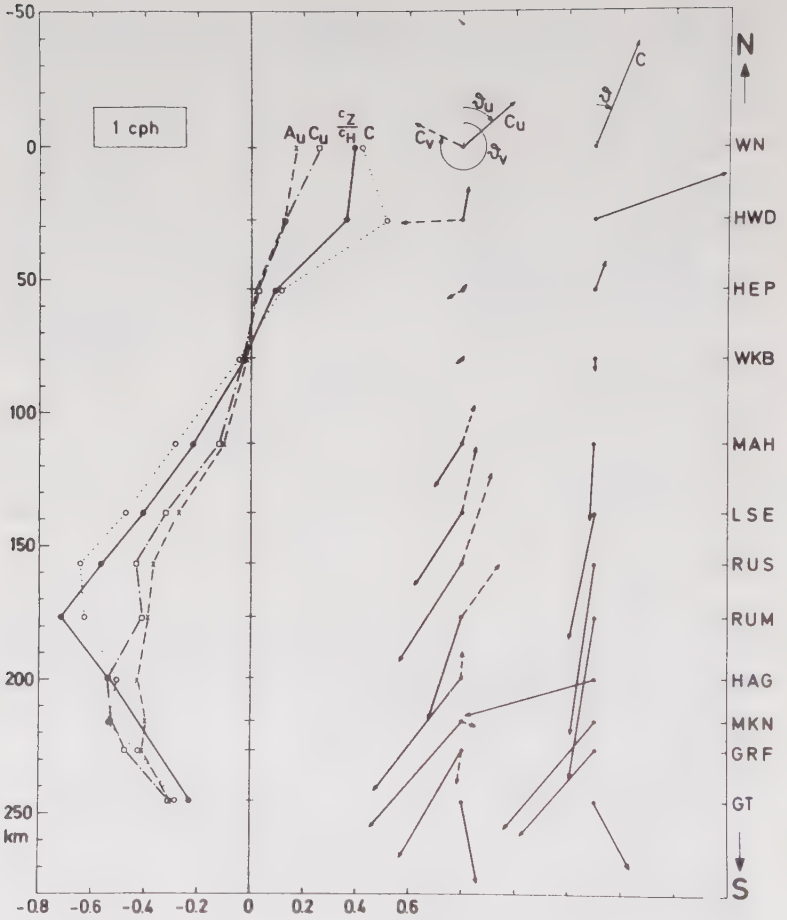


Abb.21: Vergleich von Amplitudenverhältnissen c_Z/c_H mit Induktionspfeilen nach WIESE (C, ϑ) und Übertragungskoeffizienten A_u, C_u für die Frequenz 1 cph. Positives Amplitudenverhältnis zeigt parallelen, negatives, antiparallelen Verlauf von ΔZ und ΔH an. Mit (C_u, ϑ_u) sind die 0°-Pfeile und mit (C_v, ϑ_v) die 90°-Pfeile der Übertragungskoeffizienten bezeichnet.

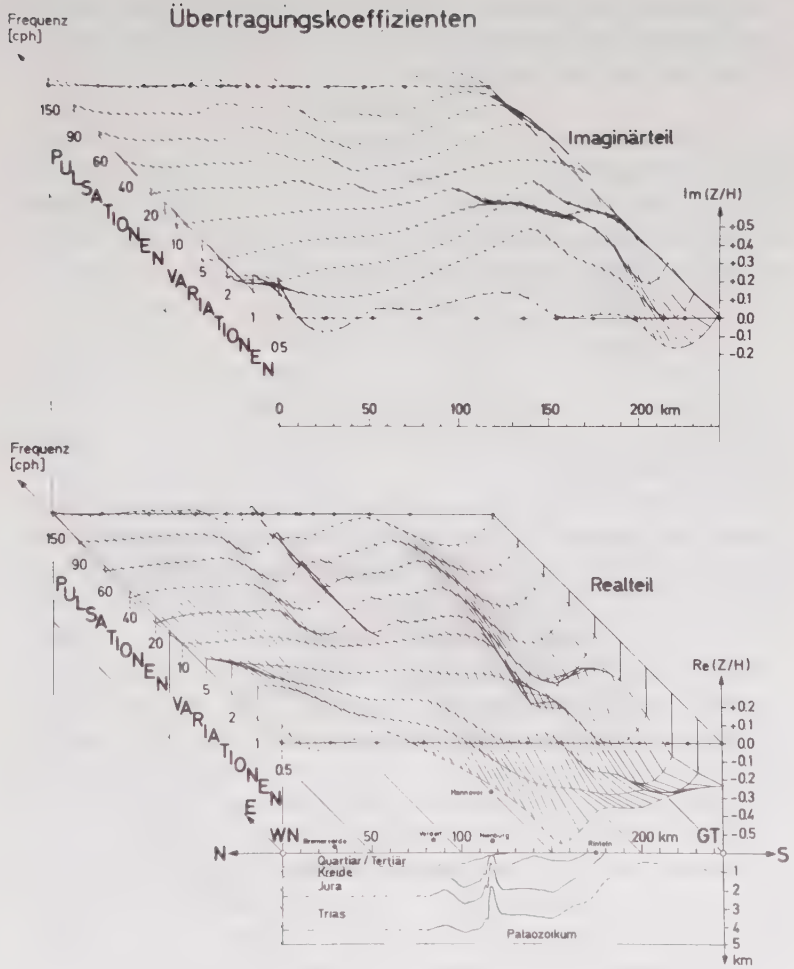


Abb.22: Gemessene Übertragungskoeffizienten als Funktion des Ortes und der Frequenz über einem geologischen Schnitt längs des Profils.

lie genügend weit in EW-Richtung erstreckt. Rechnerische Profildrehungen zur Verminderung des D-korrelierten Anteils hatten keinen befriedigenden Erfolg.

Wenn von jetzt an von Übertragungskoeffizienten gesprochen wird, so ist damit lediglich der mit H korrelierte Anteil, und zwar der auf das lokale H bezogene, gemeint. Insofern weicht die folgende Schreibweise etwas von der üblichen (auf das normale H bezogenen) ab:

$$w' = A = A_u + iA_v = Re(Z/H) + i \cdot Im(Z/H)$$

Abb.22 zeigt die gemessenen Übertragungskoeffizienten w', aufgespalten in Real- und Imaginärteil, in einer quasi-perspektivischen Darstellung als Funktion des Ortes auf dem Profil und der Frequenz. Das fast 250 km lange Profil verläuft vom Observatorium Wingst (WN) nach geographisch Süden bis in die Gegend von Göttingen (GT). Göttingen liegt eigentlich 60 km östlich des Profils, seine Lage ist hier also - wie die der anderen Stationen auch - senkrecht auf das Profil projiziert worden. Schräg nach hinten ist die Frequenzabhängigkeit dargestellt.

Der zum Profil gehörende geologische Schnitt wurde nach Unterlagen des Bundesamtes für Bodenforschung [FLATHE, persönliche Mitteilung] stark vereinfacht. Er verläuft längs des Meridians $9^{\circ}6'$E. Die geographische Ebene darüber mag etwas zur Orientierung beitragen. In vertikaler Richtung sind die Übertragungskoeffizienten aufgetragen, wobei die Fläche Z/H = 0 durch eine Umrandung angedeutet ist. Die Punkte auf dem vorderen Teil der Umrandung markieren die Lage der 12 Variationsstationen, die Punkte auf dem hinteren Teil die Lage der 17 Pulsationsstationen.

Der südliche Profilbereich zeigt im Realteil das von früheren Messungen [FLEISCHER, 1954; SCHMUCKER, 1959] bekannte und für die norddeutsche Anomalie typische Z/H-Verhältnis. Für alle

beobachteten Frequenzen ist Z/H hier negativ, d.h. Z verläuft antiparallel zu H. Im Frequenz-Profil-Z/H-Raum bildet sich ein Trog aus, der mit abnehmender Frequenz tiefer (bis auf Z/H ≃ - 0,5) und breiter wird.

Nördlich dieser bekannten Anomalie liegt eine weitere, die mit einem minimalen Z/H ≃ - 0,15 wesentlich schwächer ausgeprägt ist und mit ihrer im Vergleich zur großen Anomalie umgekehrten Frequenzabhängigkeit erst bei Pulsationen sichtbar wird. In diese zweite Anomalie ist eine weitere, ganz lokale Pulsationsanomalie eingelagert. Die Anomalie verursacht ein zu H paralleles Z und damit durch Überlagerung zweier Anomalien zufällig ein Z/H ≃ 0,0.

Zwei nördliche Stationen im niederfrequenten Bereich ausgenommen, ist in der gesamten dargestellten Frequenz-Profilebene der Realteil von w' negativ oder verschwindend klein, d.h. Z verläuft in den Registrierungen meistens antiparallel zu H.

Der Imaginärteil (in der Abbildung oben) ist durchweg um etwa den Faktor 2 kleiner als der Realteil. Die beiden Pulsationsanomalien sind hier kaum zu erkennen. Im Bereich der großen Leitfähigkeitsanomalie im Süden werden Werte von Im(Z/H)≃ 0,3 für die Frequenz 2 cph erreicht. Auffallend, und für die anschließende Modellrechnung sehr wesentlich, ist der antiparallele Verlauf von Imaginär- und Realteil im südlichen Profilbereich.

In der flächenhaften Darstellung der Übertragungskoeffizienten wird einerseits deutlich, wie kompliziert die Orts- und Frequenzabhängigkeit der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie ist. Andererseits ist aber auch zu erkennen, daß die Pulsationen weitaus nahtloser in den "hochfrequenten" Teil der Variationen übergehen, als auf Grund der Registrierbeispiele vermutet werden konnte. In den nächsten Kapiteln wird sich herausstellen, ob und unter welchen Voraussetzungen es gelingt, aus Abb.22 ein Widerstandsmodell des Untergrundes abzuleiten.

5. Modellrechnungen zur norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie

5.1. Einige Grundbegriffe

Die primären Quellen des variablen Magnetfeldes liegen für den hier betrachteten Frequenzbereich in der hohen Atmosphäre. Durch Induktionswirkung erzeugt das Primärfeld Wirbelströme in den leitenden Schichten der Erde, deren Magnetfeld zusammen mit dem Primärfeld an der Erdoberfläche beobachtet wird. Das Magnetfeld ist mit einem ebenfalls variablen elektrischen Feld verknüpft.

Ein Weg, etwas über die Natur der leitfähigen Schichten zu erfahren, kann über die induzierten Wirbelströme und deren Magnetfeld führen. Registriert wird an einem Ort der Erdoberfläche die Summe aus äußerem und innerem Anteil:

$$F = F_e + F_i \tag{5.1}$$

Falls die Registrierungen von einer Anomalie beeinflußt werden, kann das Magnetfeld auch in einen normalen und einen anomalen Anteil aufgespalten werden:

$$F = F_n + F_a \tag{5.2}$$

Der normale Anteil F_n setzt sich dabei aus einem äußeren und einem inneren Anteil etwa gleicher Größe zusammen. Dieser innere Anteil wird also nicht durch laterale Leitfähigkeitsunterschiede verursacht, sondern ist schon für eine Erde aus konzentrischen Schalen homogener Leitfähigkeit vorhanden. F_n ist in mitteleuropäischen Breiten als nahezu räumlich konstant anzusehen. Die räumlichen Unterschiede der zeitlichen Variationen werden durch den anomalen Anteil F_a beschrieben. Mit F_a werden örtliche Abweichungen von einer lateral homogenen Erde erfaßt, die als Leitfähigkeitsanomalien bezeichnet werden sollen. Somit steht F_a hier im Mittelpunkt des Interesses.

Unter bestimmten Voraussetzungen ist es möglich, normalen und anomalen Anteil voneinander zu trennen. Ein entsprechendes Verfahren ist von SIEBERT und KERTZ [1957] angegeben worden. SCHMUCKER [1959] hat das Trennungsverfahren auf seine Messungen in Norddeutschland angewendet und dabei festgestellt, daß örtliche Unterschiede der Registrierungen dem inneren Anteil zugeordnet werden müssen. Folglich kann wenigstens in mittleren Breiten der anomale innere Anteil auch ohne eine formale Trennung erkannt werden.

Die elektromagnetischen Felder, mit denen sich die Tiefensondierung befaßt, sind langsam oszillierend, d.h. die Feldänderungen laufen so langsam ab, daß das an einem Ort zu einer bestimmten Zeit beobachtete Magnetfeld ausschließlich von den gleichzeitig vorhandenen elektrischen Leitungsströmen herrührt. Das Induktionsproblem behandelt also keine Wellenausbreitung, sondern einen Diffusionsvorgang. Damit kann der Verschiebungsstrom gegenüber dem Leitungsstrom vernachlässigt werden; wir behandeln den quasistationären Fall, und für periodische Zeitfunktionen lauten die MAXWELL-Gleichungen (MKS-System):

$$\text{rot } \underline{H} = \sigma \cdot \underline{E} \qquad (5,3)$$

$$\text{rot } \underline{E} = - i\omega\mu_0 \cdot \underline{H} \qquad (5,4)$$

Die elektrische Leitfähigkeit σ ist also die einzige Materialkonstante, die das Magnetfeld H mit dem elektrischen Feld E verknüpft.

Im einfachsten, eindimensionalen Fall besteht der Untergrund nur aus einer Schicht, d.h. man muß einen homogenen Halbraum mit σ = const behandeln. Die Leitfähigkeit eines solchen Halbraumes kann bereits aus Feldregistrierungen an einem Ort mit einer einzigen Frequenz bestimmt werden. Für einen Halbraum wird bei homogener Anregung die Eindringtiefe definiert:

$$d = \sqrt{\frac{\rho \cdot T}{\pi \cdot \mu_o}} \approx \frac{1}{2} \cdot \sqrt{\rho T} \qquad (5.5)$$

$$\rho = \frac{1}{\sigma}\ [\Omega m],\ T[sec],\ d[km]$$

Sie gibt diejenige Tiefe an, in der die Feldamplitude auf den e-ten Teil ihres Oberflächenwertes abgesunken ist.

Durch x,y,z möge ein rechtwinkliges Koordinatensystem mit x,y tangential zur Erdoberfläche und z vertikal nach unten gegeben sein.
Den spez. Widerstand ρ bestimmt man dann im allgemeinen aus der Impedanz $\mathfrak{Z}$, und diese wiederum aus den gemessenen horizontalen E- bzw. H-Feldern in x- und y-Richtung:

$$\mathfrak{Z} = -\frac{E_y}{H_x} = \frac{E_x}{H_y} \quad (\text{für } x \perp y) \qquad (5.6)$$

$$\rho = \frac{|\mathfrak{Z}|^2}{\omega \mu_o} \approx 0.2\ T \cdot |\mathfrak{Z}|^2 \qquad (5.7)$$

$$\text{mit} \quad \rho[\Omega m],\ E[\tfrac{mV}{Km}],\ H[\gamma],\ T[sec]$$

Etwas allgemeiner ist der eindimensionale Mehrschichtenfall, der sog. CAGNIARD-Fall, für den die Leitfähigkeit $\sigma = \sigma(z)$ nur von der Tiefe abhängig ist. Statt einer Frequenz ist nun ein breites Frequenzspektrum nötig, um die Leitfähigkeit zu bestimmen. An die Stelle des spez. Widerstandes ρ in (5.7) tritt jetzt der frequenzabhängige scheinbare Widerstand ρ_S:

$$\rho_S(\omega) = 0.2 \cdot T \left| \frac{E_y(\omega)}{H_x(\omega)} \right|^2 \qquad (5.8)$$

Der eindimensionale Fall ist auf der Erde, wenn überhaupt, dann nur als 1. Näherung anzutreffen. Ohne einen wesentlichen Fehler zu machen, kann man dann mit einem eindimensionalen

Modell rechnen, wenn sich der spez. Widerstand längs einer horizontalen Strecke, die wenigstens so groß wie die Eindringtiefe bei der betrachteten Frequenz ist, nicht ändert [SCHMUCKER und JANKOWSKI, 1972].

5.2. Grundlagen zweidimensionaler Modellrechnungen

Im zweidimensionalen Fall hängt die Leitfähigkeit des Untergrundes nicht nur von der Tiefe z, sondern auch von einer der beiden horizontalen Richtungen ab, z.B. $\sigma = \sigma(y,z)$. Man kann die laterale Inhomogenität von σ auf ein gewisses Gebiet beschränken, die Leitfähigkeit also durch den Ansatz

$$\sigma(y,z) = \sigma_n(z) + \sigma_a(y,z) \qquad (5.9)$$

in einen normalen, nur tiefenabhängigen, und einen anomalen Anteil aufspalten. Die durch σ_a verursachte Induktionswirkung hängt von der Richtung des anregenden E-Feld-Vektors in der horizontalen Ebene ab, falls das Primärfeld nur einen tangentialen elektrischen Feldvektor enthält. Ein solches Feld wird TE-Feld genannt. Das Sekundärfeld setzt sich dann aus einem TE- und einem TM-Anteil zusammen (TM = tangential magnetisch).

Bei einer zweidimensionalen Anomalie kann man das normale E-Feld in Komponenten parallel und senkrecht zur Streichrichtung (hier die x-Richtung) zerlegen. Die Komponente parallel zur Streichrichtung erzeugt ein anomales elektrisches Feld, das ebenfalls in x-Richtung liegt. Eine derartige Zuordnung zwischen Richtung des E-Feldes und Streichrichtung der Anomalie heißt E-Polarisation. Das zugehörige Magnetfeld liegt in der yz-Ebene.

Die elektrische Komponente senkrecht zur Streichrichtung, der eine Magnetfeldkomponente in x-Richtung entspricht, erzeugt ein anomales Magnetfeld in x-Richtung. Hier spricht man von H-Polarisation. Das zugehörige elektrische Feld liegt in der yz-Ebene.

In Abb.23 werden drei Grundmodelle der elektrischen Leitfähigkeitsverteilung vorgestellt. Das induzierende äußere

Feld soll in allen Fällen ein TE-Feld sein. Das oberste Modell ist als eindimensionales Mehrschichtenmodell bereits im vorangegangenen Kapitel kurz angesprochen worden. Ein derartiges Modell erzeugt keine Induktionsanomalie, es gibt also keinen anomalen Anteil.

Das mittlere Modell ist vom Typ der Gleichung (5.9), d.h. ein zweidimensionales Modell. Berechnet werden später nur Modelle mit E-Polarisation. Ebenso wie das anregende Feld, ist auch das induzierte Feld ein reines TE-Feld. Die Anomalie erzeugt dann an der Oberfläche ein anomales E_{ax} und ein anomales $\underline{H}_a = (0, H_{ay}, H_{az})$, und damit auch in der (y,z)-Ebene eine Neuverteilung der in x-Richtung fließenden Ströme. Die Impedanz und der scheinbare Widerstand ändern sich quer zum Streichen der Anomalie kontinuierlich. Aus dem Verhältnis H_{az}/H_{ny} erhält man in Abhängigkeit von Ort und Frequenz die Übertragungskoeffizienten w.

Analytische Lösungen zur Bestimmung der Übertragungskoeffizienten eines gegebenen zweidimensionalen Modells sind auf sehr einfache Modelle, wie z.B. zwei gegeneinanderstoßende Halbplatten [WEIDELT, 1966], beschränkt.

Kompliziertere Modelle kann man bisher nur in Modellversuchen [SPITTA, 1963] oder mit numerischen Methoden, in denen die Diffusionsgleichungen durch endliche Differenzensysteme angenähert werden, behandeln. Bei E-Polarisation ist für den anomalen Anteil die Diffusionsgleichung

$$\nabla^2 E_{ax} = i\omega\mu_o(\sigma_a \cdot E_{nx} + \sigma E_{ax}) \qquad (5.10)$$

$$\frac{\partial E_{ax}}{\partial y} = i\omega\mu_o \cdot H_{az} \qquad (5.11)$$

$$\frac{\partial E_{ax}}{\partial z} = -i\omega\mu_o \cdot H_{ay} \qquad (5.12)$$

zu lösen. SCHMUCKER [1971b] hat dazu numerische Lösungsmethoden und die FORTRAN-Programme "dünne Schicht" und "inhomogene Schicht" entwickelt. Diese Programme wurden lediglich um eine grafische Ausgabe der Ergebnisse und einen Vergleich mit den Meßdaten erweitert. Die Begriffe "dünne" bzw. "inhomogene" Schicht werden am einfachsten mit Abb.24 und einer Beschreibung der Modellparameter-Eingabe in die Rechenprogramme erklärt.

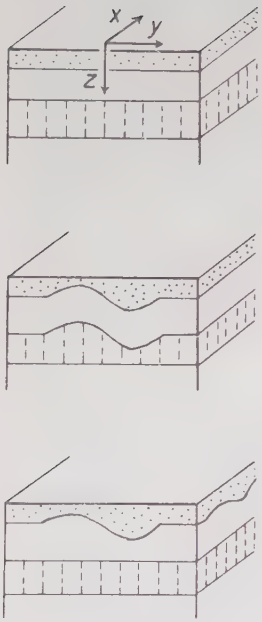
Das Profil wird in Anpassung an die Art der Anomalie, die Frequenz und die Dichte der Meßstationen mit N Punkten (im Beispiel ist N=15) in äquidistante Abschnitte der Länge d_y eingeteilt. Die Profillänge $(N-1) \cdot d_y$ soll so gewählt werden, daß die Anomalie an den Rändern abgeklungen ist. Unter jedem Profilabschnitt kann im Prinzip ein von den Nachbarabschnitten abweichender Untergrund angenommen werden.

Die Eingabe der Modellparameter wird vereinfacht, wenn der Untergrund unter mehreren benachbarten Abschnitten identisch ist. Solche Abschnitte faßt man zweckmäßigerweise zu Blöcken zusammen. Dazu werden als Blockgrenzen die zugehörigen Gitterpunkte angegeben. Das Modell in Abb.24 hat drei Blöcke mit den Blockgrenzen $l_1=1$, $l_2=6$, $l_3=10$.

Der Untergrund im Blockbereich kann charakterisiert werden durch die integrierte Leitfähigkeit τ einer infinitesimalen "dünnen" Oberflächenschicht, deren Lage durch die Schraffur, und deren Leitfähigkeit mit dem Kurvenzug darüber angedeutet ist. Die integrierte Leitfähigkeit wird mit

$$\tau(y) = \int_0^s \sigma(y,z)dz \qquad (5.13)$$

definiert. Innerhalb der "dünnen" Schicht s darf sich die Leitfähigkeit beliebig ändern, auch in vertikaler Richtung. Die integrierte Leitfähigkeit τ ist dann aber nur noch eine Funktion der lateralen Richtung. Bei den Modellrechnungen ist zu beachten, daß für eine Schicht mit der Mächtigkeit s und



Sourcefield + normal part of secondary field		Anomalous part of secondary field
$TE\ (E_{nx}, E_{ny}, 0)$		-
TE	$(E_{nx}, 0, 0)$	$TE\ (E_{ax}, 0, 0)$
	$(0, E_{ny}, 0)$	$TM\ (H_{ax}, 0, 0)$
TE	Thin layer	$TE\ (E_{ax}, E_{ay}, 0)$
	General	$TE + TM$

Abb.23: Grundmodelle der elektrischen Leitfähigkeitsverteilung und ihr induktives Verhalten gegenüber induzierenden TE-Feldern. Oben: 1-dimensionales Modell ohne Induktionsanomalie. Das induzierte Feld ist gleichfalls ein TE-Feld. Mitte: 2-dimensionales Modell mit Induktionsanomalie bei E- und H-Polarisation des Normalfeldes. Der anomale Anteil des induzierten Feldes ist entweder ein reines TE- oder ein reines TM-Feld. Unten: 3-dimensionales Modell. Die resultierende Induktionsanomalie besteht im allgemeinen aus TE- und TM-Feldern. Ist die Deckschicht eine "dünne Schicht" und ist die darunter folgende Schicht ein Isolator über einem lateral homogenen Untergrund, so ist die Induktionsanomalie ein reines TE-Feld, da induzierte Ströme die Deckschicht weder verlassen noch in sie eintreten können. [SCHMUCKER, 1971b; SCHMUCKER und JANKOWSKI, 1972]

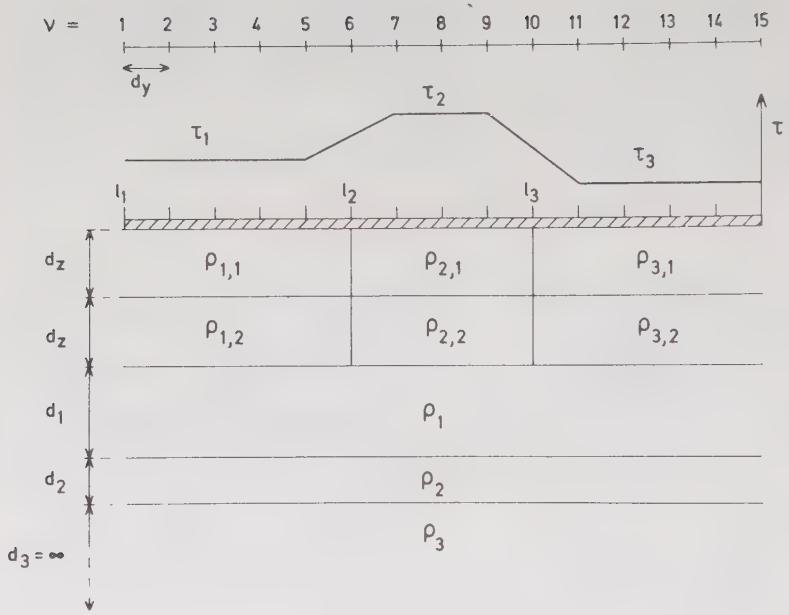


Abb.24: Modellschema zur Berechnung von Leitfähigkeitsanomalien nach SCHMUCKER. Unter einer dünnen Schicht (schraffiert) mit der integrierten Leitfähigkeit τ liegen lateral inhomogene Schichten mit den spez. Widerständen $\rho_{i,j}$ und lateral homogene Schichten ρ_k. Aus dem Modell werden für die Gitterpunkte komplexe Übertragungskoeffizienten und scheinbare Widerstände berechnet.

der Leitfähigkeit σ nur dann die integrierte Leitfähigkeit berechnet und die Schicht als "dünne" Schicht behandelt werden darf, wenn die Eindringtiefe $d >> s$ ist.

Eine sprunghafte Änderung von τ an einer Blockgrenze vermeidet man, indem an der Blockgrenze der Mittelwert der beiden Nach-

barpunkte eingesetzt wird. Soll eine Anomalie nur durch eine variable Oberflächenleitfähigkeit erklärt werden, folgen unter der dünnen Schicht lateral homogene Schichten mit den Mächtigkeiten d_k und den spez. Widerständen ρ_k.

"Inhomogene" Schichten mit den spez. Blockwiderständen $\rho_{i,j}$ zwischen der dünnen und den homogenen Schichten ermöglichen es, auch Modelle mit Leitfähigkeitsanomalien im tieferen Untergrund zu untersuchen. Einige Einschränkungen sind jedoch zu beachten: Alle inhomogenen Schichten müssen die gleiche Mächtigkeit d_y haben. Außerdem sollten die Bedingungen

$$0{,}25 \leq dy/dz \leq 4; \quad d_y, d_z < \text{Eindringtiefe}$$

erfüllt sein. Alle Mächtigkeiten und Distanzen werden in der Einheit [km], die spez. Widerstände in [Ωm] und die integrierten Leitfähigkeiten in $[10^3\Omega^{-1}]$ angegeben.

Die Modellrechnungen liefern u.a. für jeden Gitterpunkt an der Oberfläche berechnete, auf das lokale horizontale Magnetfeld bezogene komplexe Übertragungskoeffizienten w_b' und scheinbare Widerstände ρ_s. Durch die Eingabe der Entfernung des ersten Gitterpunktes von Wingst wurde die Lage des Beobachtungsprofils (mit dem Nullpunkt in Wingst) bezüglich des berechneten Profils festgelegt. Um die Güte des Modells, d.h. die Anpassung an die beobachteten Übertragungskoeffizienten w_g' beurteilen zu können, wurden wie bei WINTER [1971] Anpassungsparameter

$$\langle |\delta w'| \rangle = \frac{1}{N_f \cdot N_p} \Sigma\Sigma \, |w_b' - w_g'| \qquad (5.14)$$

$$\langle |\delta w_R'| \rangle = \frac{1}{N_f \cdot N_p} \Sigma\Sigma \, |\mathrm{Re}(w_b') - \mathrm{Re}(w_g')| \qquad (5.15)$$

$$\langle |\delta w_I'| \rangle = \frac{1}{N_f \cdot N_p} \Sigma\Sigma \, |\mathrm{Im}(w_b') - \mathrm{Im}(w_g')| \qquad (5.16)$$

bestimmt. Dabei sind N_f die Anzahl der Frequenzen, N_p die Anzahl der Meßstationen und w_b' die durch Interpolation auf den Meßort ermittelten berechneten Übertragungskoeffizienten. Der Abweichungsparameter wurde immer getrennt für Pulsationen und Variationen bestimmt, d.h. $N_f = 5$ für Variationen und Pulsationen, $N_p = 17$ für Pulsationen und $N_p = 12$ für Variationen. $\langle|\delta w_R'|\rangle$ gibt die Anpassung für den Realteil, $\langle|\delta w_I'|\rangle$ die für den Imaginärteil und $\langle|\delta w'|\rangle$ eine für Real- und Imaginärteil zusammengefaßte Anpassung an. Je kleiner der Parameter ist, desto besser ist die Anpassung.

5.3. Aus Variationsregistrierungen ermittelte Modelle der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie

Zunächst soll versucht werden, die norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie als Oberflächenanomalie zu deuten. Es wird angenommen, daß der tiefere Untergrund homogen geschichtet, die Ursache der Anomalie also in der lateralen Inhomogenität einer dünnen Deckschicht zu suchen ist. Entsprechende Modelle enthalten eine verhältnismäßig geringe Anzahl von Parametern, die im Laufe der Modellanpassung optimiert werden müssen. Die Abhängigkeit der berechneten Übertragungskoeffizienten von einzelnen Modellparametern ist dann gut zu erkennen, und man erhält ziemlich schnell brauchbare Modelle.

Modell 1 in Abb.25 erstreckt sich über ein 800 km langes Profil. Der Gitterpunktabstand d_y beträgt 20 km, die Anzahl der Gitterpunkte ist also 41. Die Blockgrenzen sind $l_1 = 1$ ($\triangleq$-210 km), $l_2 = 10$ ($\triangleq$ - 30 km) und $l_3 = 22$ ($\triangleq$ 210 km). Die drei Blöcke unterscheiden sich nur in ihrer integrierten Leitfähigkeit τ, nämlich $\tau_1 = 1000\ \Omega^{-1}$ im Norden (links), $\tau_2 = 2700\ \Omega^{-1}$ in der Mitte und $\tau_3 = 100\ \Omega^{-1}$ im Süden (rechts). Die oberste homogene Schicht ist $d_1 = 17$ km mächtig und ihr spez. Widerstand beträgt $\rho_1 = 22\ \Omega$m. Darunter ist als zweite "Schicht" ein homogener Halbraum mit $\rho_2 = 250\ \Omega$m angenommen worden. Das Modell hat also 8 freie Parameter (l_2, l_3, τ_1, τ_2, τ_3, d_1, ρ_1, ρ_2), die in Abb.25 bereits so gewählt sind, daß $\langle\!\langle \delta w' \rangle\!\rangle$ = Min erfüllt ist.

Um den Grad der Anpassung auch anschaulich sichtbar zu machen, ist über dem Modell dargestellt, wie für jeweils fünf Frequenzen die gemessenen, auf das lokale ΔH bezogenen Übertragungskoeffizienten mit den aus dem Modell berechneten übereinstimmen. Kreuze bedeuten den gemessenen, ausgezogene Linien den berechneten Realteil, und Rauten den gemessenen, gestrichelte Linien den berechneten Imaginärteil von w'. Mit der langen Skala am rechten Bildrand kann die Größe von Real- und

Imaginärteil abgeschätzt werden. Die horizontalen Linien mit den Frequenzangaben (cph) markieren w' = 0. Für die tiefen Frequenzen gehen die berechneten Übertragungskoeffizienten an den Rändern nicht gegen Null, die Anomalie ist dort also scheinbar noch nicht abgeklungen. Auf den eigentlichen, engeren Profilbereich von 0 - 245 km, in dem gemessen wurde und der gedeutet werden soll, hat das keinen Einfluß.

Die angegebenen Frequenzen und das zugrunde liegende Datenmaterial für die Übertragungskoeffizienten gehören zu den Variationen. Einigermaßen befriedigen kann das Modell nur für die Frequenz 5 cph, also für erdmagnetische Störungen mit 12 Minuten Periodendauer. Hier erklärt das Modell den Realteil sehr gut und den Imaginärteil angenähert. Zu tieferen Frequenzen hin wird die Anpassung dann aber immer schlechter. Das Minimum des Realteils bei 210 km an der rechten Kante des τ-Profils stimmt zwar in der Größe, doch die gemessene Anomalie ist breiter, weiter nach links ausgedehnt. Außerdem wird der Imaginärteil für 1 und 2 cph, also gerade für den gut bestimmbaren Bereich der Baystörungen, überhaupt nicht erklärt. Die gemessenen Übertragungskoeffizienten für die Frequenzen 0,5 und 10 cph sollte man bei der Beurteilung der Modelle etwas weniger bewichten, da sie deutlich ungenauer als die der drei übrigen Frequenzen bestimmt worden sind.

Aus Abb.26 geht hervor, wie eindeutig- oder besser gesagt, wie mehrdeutig - die Modellparameter von Modell 1 durch die Messungen bestimmt werden können. Dazu wurden ρ_1, ρ_2 und d_1, also der homogen geschichtete Untergrund variiert, der Verlauf der integrierten Leitfähigkeit aber nicht geändert.

In der oberen Hälfte der quasiperspektivischen Darstellung wird für ρ_1 = 22 Ωm = const gezeigt, wie die Abweichung $\langle|\delta w'|\rangle$ mit der Mächtigkeit d_1 der ersten Schicht und dem spez. Widerstand ρ_2 der zweiten zusammenhängt. Es ist zu er-

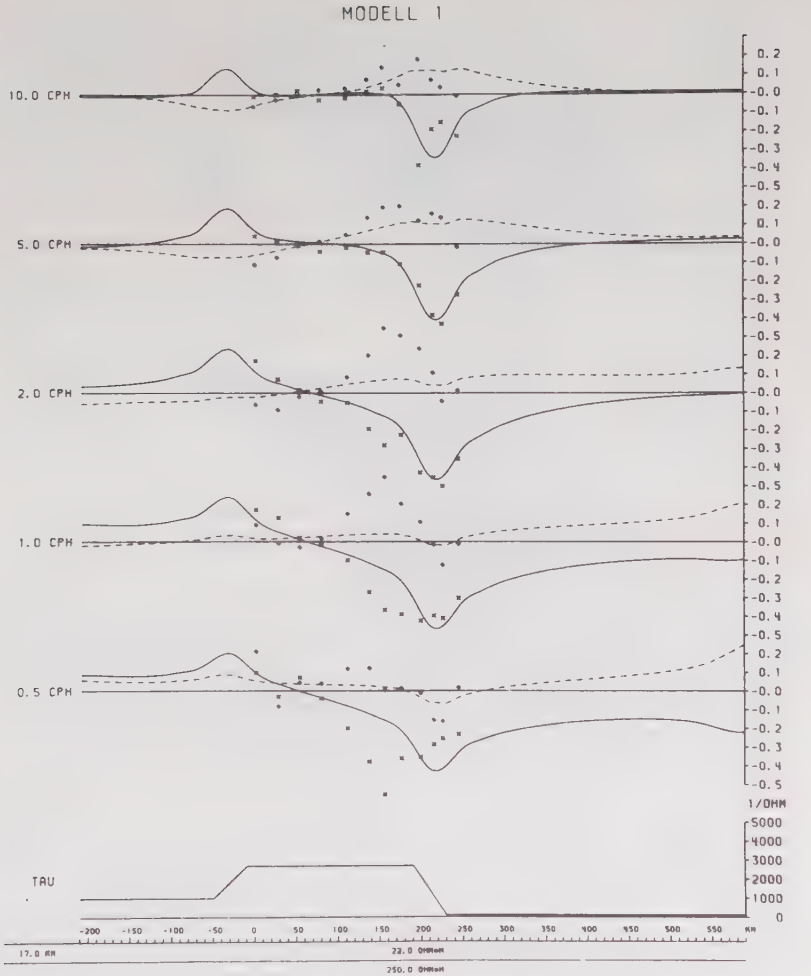


Abb.25: Modell 1 mit einer dünnen Schicht variabler integrierter Leitfähigkeit τ über zwei homogenen Schichten. Darüber werden die aus dem Modell berechneten Übertragungskoeffizienten (Kurven) mit den gemessenen (Punkte) verglichen.

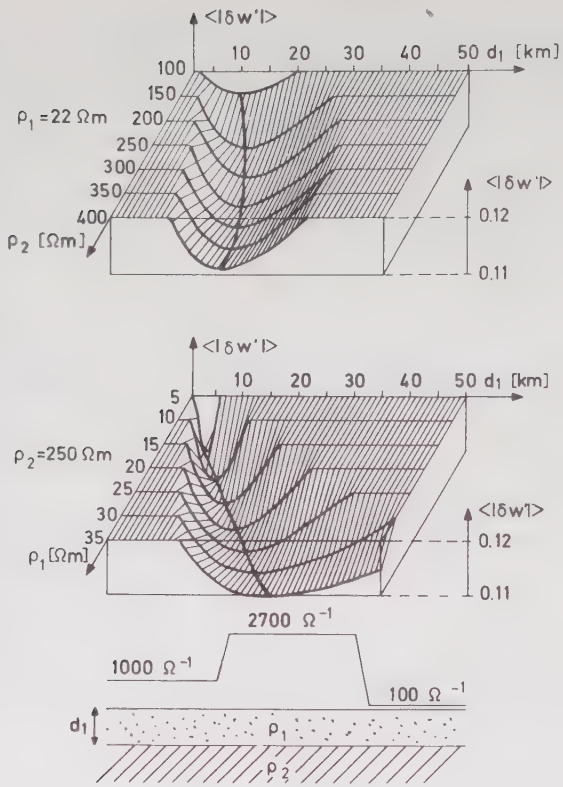


Abb.26: Der Anpassungsparameter $\langle|\delta w'|\rangle$ für Modell 1 als Funktion der spez. Widerstände ρ_1, ρ_2 und der Schichtdicke d_1 der homogenen Schichten.

kennen, daß man zu einem vorgegebenen $\rho_2 \geq 200$ Ωm immer ein d_1 so finden kann, daß $\langle|\delta w'|\rangle \simeq 0.11$ = Min. Ähnliches gilt für ρ_2 = 250 Ωm = const in der Darstellung darunter. Zu jedem spez. Widerstand $\rho_1 > 5$ Ωm der ersten Schicht läßt sich eine Mächtigkeit d_1 dieser Schicht so finden, daß $\langle|\delta w'|\rangle \simeq 0.11$ = Min. Offenbar ist hier nur die integrierte Leitfähigkeit $\tau \simeq 850\ \Omega^{-1}$ der ersten Schicht von Bedeutung.

Nun könnte man natürlich meinen, man müsse nur die Zahl der homogenen Schichten im Untergrund erhöhen, um eine Verbesserung zu bekommen. Derartige Versuche haben jedoch den Anpassungsparameter nicht verkleinert. Ebenso erfolglos blieben Rechnungen mit einem glatteren Verlauf der integrierten Leitfähigkeit in der dünnen Schicht. Ein Beispiel dieser Modellserie (Modell 2) befindet sich in Anhang VII.

Als Fazit von über 200 verschiedenen Modellen mit dünnen Schichten muß festgestellt werden: Modelle mit variabler integrierter Leitfähigkeit in dünnen Oberflächenschichten können den Imaginärteil von im Bereich der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie ermittelten komplexen Übertragungskoeffizienten nicht, und vom Realteil nicht die "Halbwertsbreite" der Anomalie erklären. Für den von 0,5 - 10 cph gemittelten Abweichungsparameter dieser Modelle gilt

$\langle|\delta w'|\rangle > 0.10.$

Da die norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie nicht allein als Oberflächenanomalie gedeutet werden kann, muß sie wenigstens teilweise durch eine Inhomogenität im tieferen Untergrund verursacht werden. Relativ aufwendige Modellrechnungen mit inhomogenen Schichten sind offenbar nicht zu vermeiden.

Modell 3 in Abb.27 ist aus einer ganzen Serie ähnlicher Modelle wieder jenes mit optimaler Anpassung und außerdem verhältnismäßig einfacher Struktur. Der Verlauf der integrierten Leitfähigkeit τ ist gegenüber Modell 1 unverändert übernommen worden. Auch die erste Schicht ähnelt mit 20 km Mächtigkeit und einem spez. Widerstand von 30 Ωm noch der ersten in Modell 1. Die folgende 20 km-Schicht, und darin besteht die entscheidende Änderung, ist mit spez. Widerständen von 10 Ωm knapp nördlich von Wingst, 1 Ωm unter der norddeutschen Tiefebene und 80 Ωm im anschließenden südlichen Teil inhomogen. Dann kommt eine Schicht mit 100 km Mächtigkeit und 80 Ωm und schließlich das Substratum mit 10 Ωm.

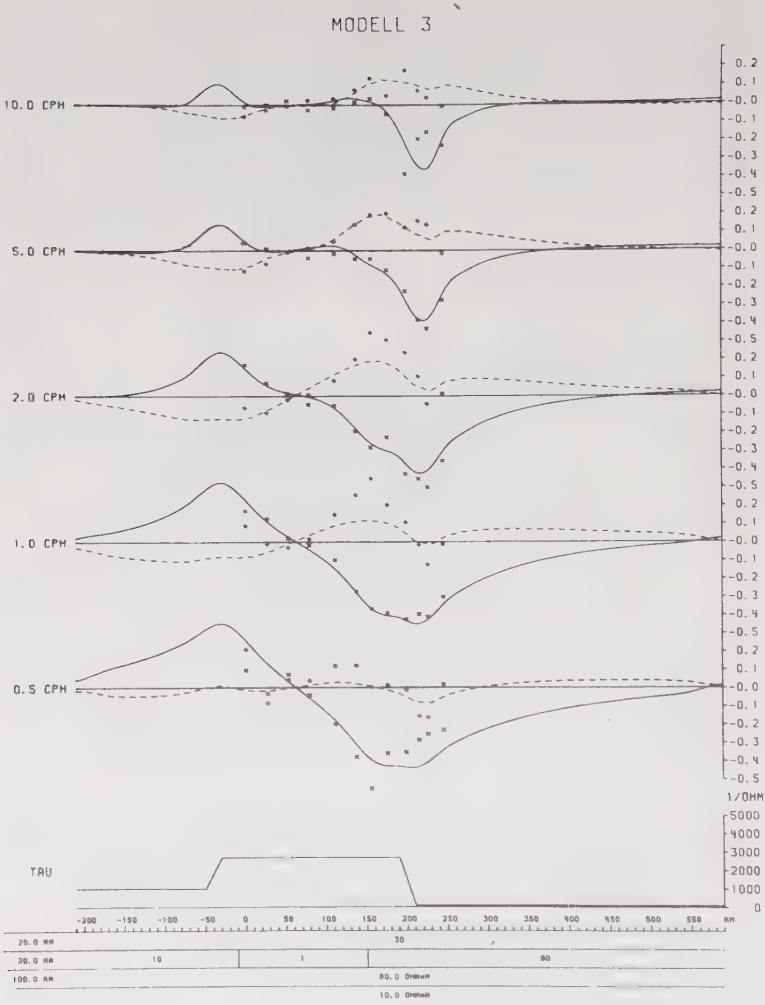


Abb.27: Modell 3 mit der integrierten Leitfähigkeit von Modell 1 und einer 20 km mächtigen inhomogenen Schicht im Untergrund. Darüber wieder ein Vergleich von gemessenen und berechneten Übertragungskoeffizienten.

Die Wirkung der inhomogenen Schicht, vor allem der sprunghaften Widerstandsänderung bei Profilkilometer 150, wird im Vergleich mit Modell 1 deutlich. Der erste Unterschied betrifft den Realteil der Übertragungskoeffizienten w', also die ausgezogenen Kurven. Das Minimum von w' besteht nun genaugenommen aus zwei dicht nebeneinanderliegenden Minima. Das erste liegt wie bei Modell 1 bei Kilometer 210 des Profils, wird durch den Verlauf von τ verursacht, und ist für die Frequenz von 0,5-10 cph von gleicher Größenordnung. Minimum Nr.2 liegt bei Kilometer 150, wird durch den südlichen Sprung des Widerstandes in der inhomogenen Schicht verursacht und mit wachsender Frequenz bedeutungsloser.

Nur etwas weniger erfolgreich als beim Realteil ist die inhomogene Schicht, wenn sie den Imaginärteil der gemessenen Übertragungskoeffizienten (Kreuze in Abb.27) deuten soll. Aber immerhin wird bei 1 und 2 cph der Imaginärteil zur Hälfte seines Maximalwertes erklärt. Insgesamt bringt die Annahme einer inhomogenen Schicht genau die Verbesserungen gegenüber Modell 1, die erforderlich sind:

1) Für tiefe Frequenzen nimmt die Halbwertsbreite der Anomalie zu.
2) Der Imaginärteil von w' verläuft antiparallel zum Realteil.

Allerdings sind auch die Modellparameter von Modell 3 im Bereich der Variationsfrequenzen nicht eindeutig bestimmt. Z.B. ist der aus Modell 1 übernommene Sprung der integrierten Leitfähigkeit 30 km nördlich von Wingst nicht nötig, falls eine inhomogene Schicht wie in Modell 3 angenommen wird. So unterscheidet sich Modell 4 in Abb.28 von Modell 3 lediglich durch Fehlen dieses Sprunges. Die Anpassung wird dadurch nur unwesentlich schlechter, und das auch nur bei 2 cph.

Die Annahme eines guten Leiters, dessen Oberkante in 25 km Tiefe liegt (falls die dünne Schicht 5 km mächtig ist), erinnert an eine gutleitende Zwischenschicht, die WINTER [persönliche Mitteilung] in einem lateral homogenen 4-Schichtenmodell unter dem Oberrheingraben vermutet. Abgesehen von einer Inhomogenität dieser Schicht, ist Modell 3 auch ein 4-Schichtenmodell. WINTER kann die Oberrheingrabenanomalie gut mit einer inhomogenen dünnen Deckschicht erklären. Zwischen der dünnen Schicht und der gutleitenden Zwischenschicht existiert in seinem Modell mit 1000 Ωm, gegenüber 30 Ωm in Modell 3, ein sehr schlechter Leiter.

Daß auch unter Norddeutschland 1000 Ωm möglich sind, zeigt Modell 5 (Abb.29). In erstaunlicher Übereinstimmung mit dem Oberrheingraben muß dann im südlichen Profilbereich eine erhöhte integrierte Leitfähigkeit von 400 Ω^{-1} und ein spez. Widerstand der Zwischenschicht von 35 Ωm angenommen werden. Berechnet man für den Bereich von der Oberfläche bis in 40 km Tiefe die integrierte Leitfähigkeit, so liegt sie sowohl für Modell 3 als auch für Modell 5 bei 1000 Ω^{-1}. Die Zwischenschicht unter dem Oberrheingraben ist zwar mächtiger, dafür folgt darunter auch wieder ein sehr schlechter Leiter mit 1000 Ωm und der gute Leiter (10 Ωm) erst in 300 km Tiefe.

Trotz der Mehrdeutigkeit deuten alle untersuchten Modelle auf die Existenz einer sehr gut leitenden Zwischenschicht mit einem spez. Widerstand von 1 Ωm ab 25 km Tiefe hin, die knapp nördlich von Wingst beginnt und bis in das Gebiet unter Hannover reicht.

Mit den Übertragungskoeffizienten für Variationen ist bisher nur der langperiodische Anteil des neuen Datenmaterials zur Deutung der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie herangezogen worden. Vielleicht könnten die bisher vorgestellten Modelle noch in Details verbessert werden, eine grundlegende Änderung scheint aber kaum möglich zu sein, es sei denn, man

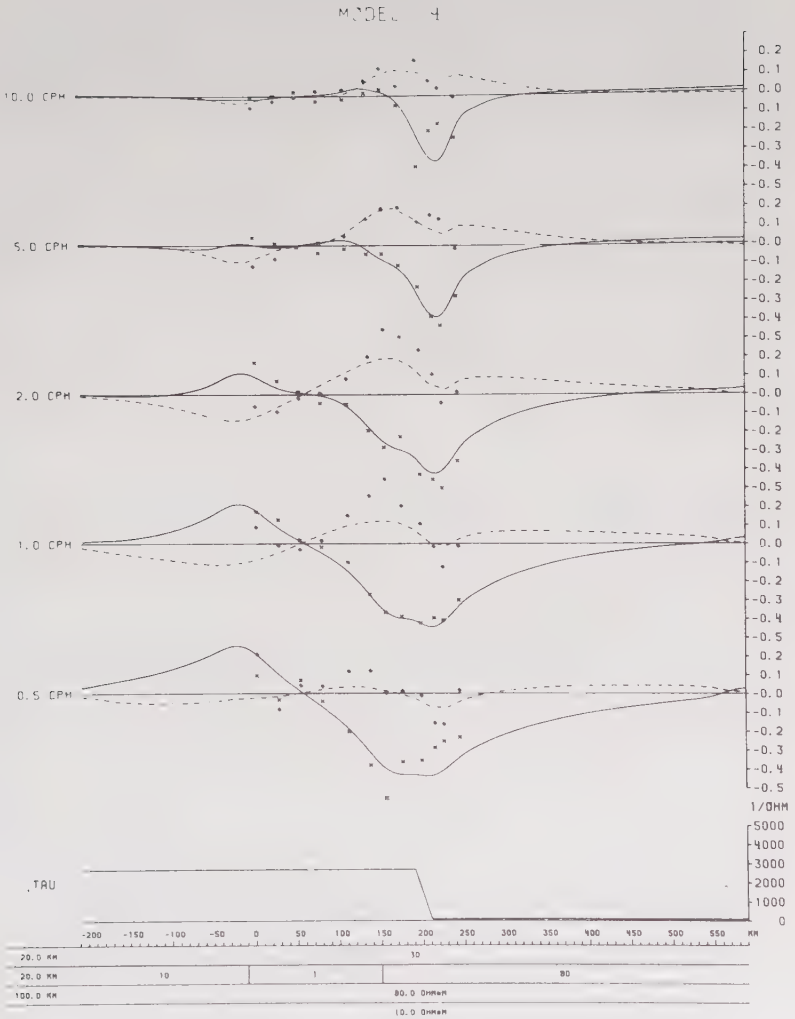


Abb.28: Modell 4 unterscheidet sich von Modell 3 nur durch ein Fehlen der nördlichen Stufe in der integrierten Leitfähigkeit.

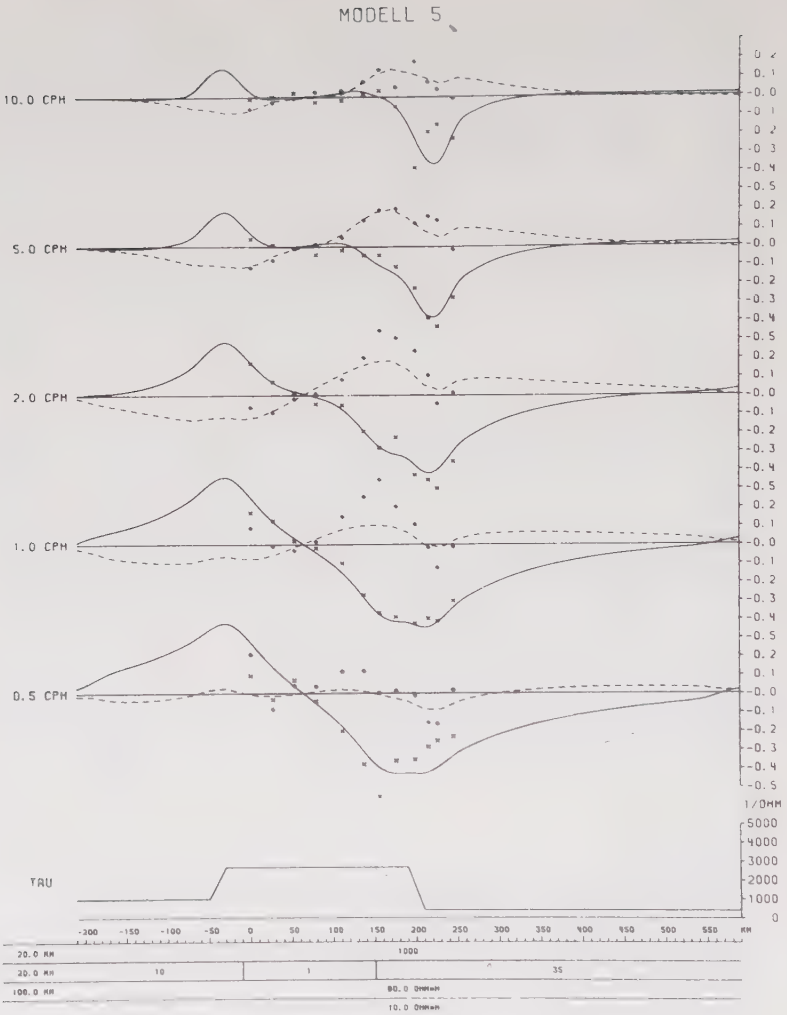


Abb.29: Modell 5 hat als oberste Schicht gegenüber Modell 3 einen sehr viel schlechteren Leiter, dafür im Süden aber eine erhöhte integrierte Leitfähigkeit der dünnen Schicht und einen geringeren spez. Widerstand der inhomogenen Schicht.

versucht eine völlig anders geartete Interpretation. Im nächsten Kapitel wird sich herausstellen, ob die Pulsationsregistrierungen auch einen Beitrag zur norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie leisten können, oder ob sie "nur" dazu geeignet sind, kleinräumige Pulsationsanomalien aufzufinden.

5.4. Pulsationsanomalien in Norddeutschland und der Beitrag der Pulsationen zur Deutung der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie.

Es ist leider nicht möglich, mit den zur Deutung der Variationen konstruierten Modellen 1-5 ohne weiteres auch Pulsationsanomalien zu berechnen. Das hat im wesentlichen zwei Gründe: Erstens ist die in den genannten Modellen angenommene maximale integrierte Leitfähigkeit $\tau = 2700\ \Omega^{-1}$ für Pulsationen so hoch, daß die "dünne Schicht" für die in Frage kommenden Frequenzen nicht mehr als solche anzusehen ist. Realisiert man nämlich die infinitesimale Schicht durch eine endliche, 5 km dicke Schicht, was etwa der maximalen Sedimentmächtigkeit in Norddeutschland entspricht, so würde dem τ ein mittlerer spez. Widerstand von 1.85 Ωm entsprechen. Bereits für eine Frequenz von 60 cph entspricht dann die Schichtmächtigkeit etwa der Eindringtiefe, und die Voraussetzungen zum Rechnen mit "dünnen Schichten" sind nicht mehr gegeben.

Zweitens sind Pulsationsanomalien kleinräumiger als Variationsanomalien. Der äquidistante Punktabstand d_y in der Modellrechnung muß daher kleiner gewählt werden. Dafür brauchen dann aber auch wegen der kleineren Eindringtiefe der Pulsationen nur geringere Tiefenbereiche betrachtet zu werden, und das Profil muß nicht, um die Anomalie zum Abklingen zu bringen, so weit wie bei längeren Perioden über den eigentlichen Beobachtungsbereich hinaus verlängert werden.

Im Frequenzbereich der Pulsationen müssen daher in Norddeutschland die dünnen Schichten variabler integrierter Leitfähigkeit durch inhomogene Schichten ersetzt werden. Ein erstes Beispiel dafür ist das aus Modell 1 abgeleitete Modell 6 (Abb.30). Schichten und Übertragungskoeffizienten sind, wie im vorangegangenen Kapitel erläutert, dargestellt.

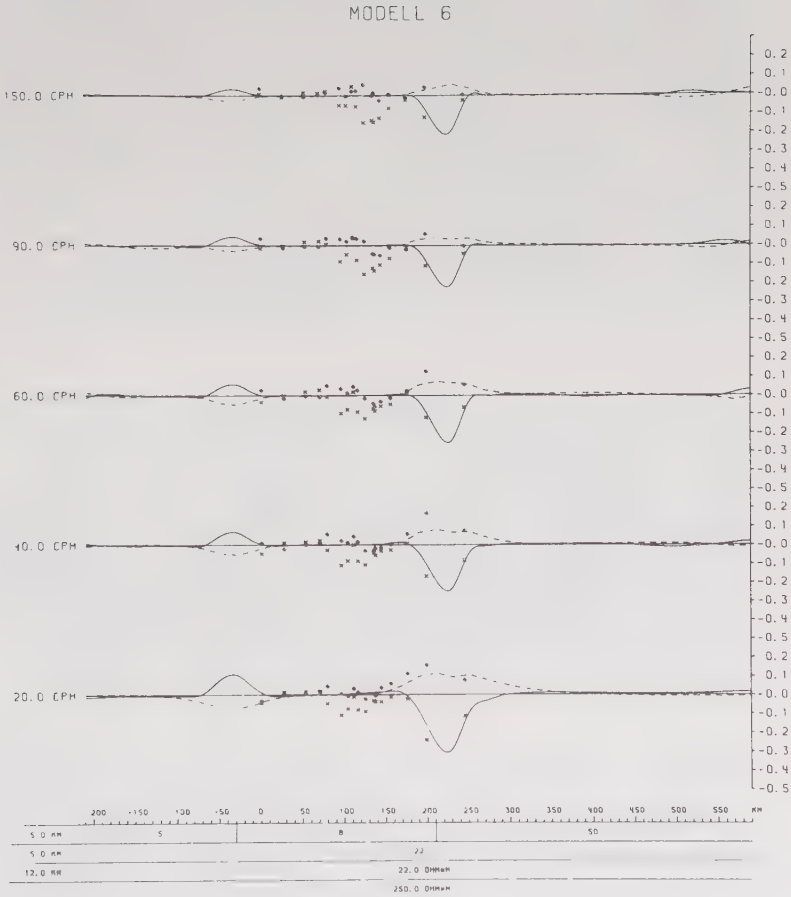


Abb.30: Modell 6 entspricht Modell 1 (Abb.25). Für die Übertragungskoeffizienten von Pulsationen ist die integrierte Leitfähigkeit durch eine 5 km mächtige inhomogene Schicht ersetzt worden. Die 17 km mächtige homogene Schicht darunter ist nur aus programmtechnischen Gründen in zwei Schichten aufgeteilt.

Die oberste, inhomogene Schicht entspricht der in Modell 1 angegebenen integrierten Leitfähigkeit unter der Annahme von 5 km Schichtmächtigkeit. Was sich in Modell 1 angedeutet hat, nämlich die räumliche Einengung der Anomalie zu hohen Frequenzen hin, setzt sich hier fort. Die eigentliche, große norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie ist eine Variationsanomalie, die im Bereich der Pulsationen mit steigender Frequenz verschwindet. Obschon nur durch drei Meßpunkte im Süden belegt, kann man mit der Übereinstimmung von Messung und Rechnung sowohl beim Real- als auch beim Imaginärteil im Profilbereich zwischen 170 bis 250 km zufrieden sein. Ein aus Modell 3 abgeleitetes Pulsationsmodell führt zu den gleichen Ergebnissen wie Modell 6.

Natürlich kann ein derartig einfaches Modell aber nicht die Pulsationsanomalien zwischen 70 km und 170 km erklären. Für Frequenzen von 60 cph aufwärts sind Pulsationsanomalien und norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie aber von gleicher Größenordnung. Will man sich also nicht mit einer Deutung der großen Anomalie zufrieden geben, also auch die Pulsationsanomalien ernst nehmen und zu deuten versuchen, ist eine folgenreiche Änderung des Leitfähigkeitsverlaufs in der obersten Schicht unumgänglich.

Das ganze Ausmaß der notwendigen Änderungen verdeutlicht Modell 7 (Abb.31). Es besteht aus neun inhomogenen, 5 km mächtigen Schichten. Es sei aber gleich vermerkt, daß die spez. Widerstände der inhomogenen Schichten nicht etwa bis in 45 km Tiefe und die beiden homogenen Schichten darunter allein aus den darüber angegebenen Pulsationsfrequenzen, sondern wechselweise mit dem Variationsmodell 8 (Abb.33) bestimmt worden sind.

Bei einer Profillänge von 320 km und einem Punktabstand von d_y = 2 km besteht das Modell aus einer Widerstandsmatrix von 161 x 9 Widerständen und ist daher rechentechnisch sehr

aufwendig. Nur die oberste inhomogene Schicht ist allein aus Pulsationsregistrierungen bestimmt worden. Die Widerstandswerte im linken (nördlichen)Teil der Schicht entsprechen im Mittel jenen in Modell 6. Bei Profilkilometer 90 setzt dann aber bereits eine erste Zunahme des spez. Widerstandes in lateraler Richtung ein. Diese Zunahme, die lediglich einmal durch die kleinräumige Anomalie bei 115 km unterbrochen wird, ist zur Deutung der Pulsationsanomalie zwischen 70 und 170 km erforderlich. Nach einer weiteren, allerdings geringen Abnahme um Profilkilometer 190, folgt dann ein erneutes, zur Deutung der großen norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie erforderliches Anwachsen des spez. Widerstandes.

Der Erfolg eines derartig komplizierten Modells ist eine ziemlich gute Anpassung der berechneten an die beobachteten Übertragungskoeffizienten, wie sie besonders bei der Frequenz 60 cph zu beobachten ist. Wenn man nun aber aus der obersten inhomogenen Schicht eine integrierte Leitfähigkeit berechnet und diese statt der zweistufigen in Modell 3 einsetzt, erhält man leider eine Variationsanomalie, die nahezu 100 km zu weit nördlich liegt. Verursacht wird diese Verlagerung der Anomalie durch die für die Pulsationen erforderliche Zunahme des spez. Widerstandes ab Profilpunkt 90 km.

Um die Variationsanomalie wieder nach Süden zu verlagern, muß die Widerstandsverteilung innerhalb der ersten Schicht in tiefer liegenden kompensiert werden. Im tieferen Untergrund sollte der Widerstand daher von Norden nach Süden bis zu einem gewissen Punkt abnehmen. Genau das ist u.a. die Aufgabe der Schichten 2-6 zwischen 5-30 km Tiefe.

Daß diese Schichten aber darüber hinaus auch für die Pulsationsanomalien wesentlich sind, geht aus Abb.32 hervor. Dort ist dargestellt, wie sich die Anpassungsparameter des Real- und Imaginärteils sowie die Kombination von beiden für die einzelnen Pulsationsfrequenzen ändern, wenn Modell 7 (mit

MODELL 7

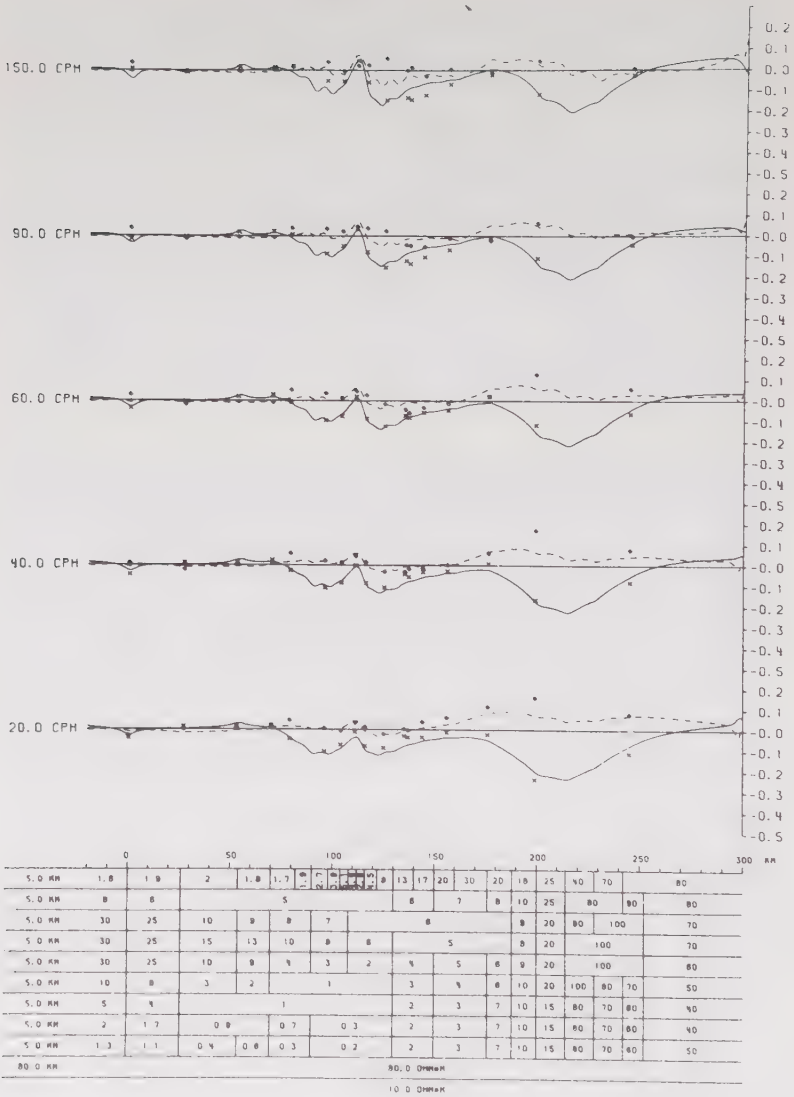


Abb.31: Modell 7 und Modell 8 (Abb.33) sind eigentlich identisch. Modell 7 erklärt die Pulsationsanomalien und ist deshalb besonders in der obersten Schicht feiner unterteilt. Die tieferen Schichten in Modell 7 sind in erster Linie aus Variationen ermittelt worden.

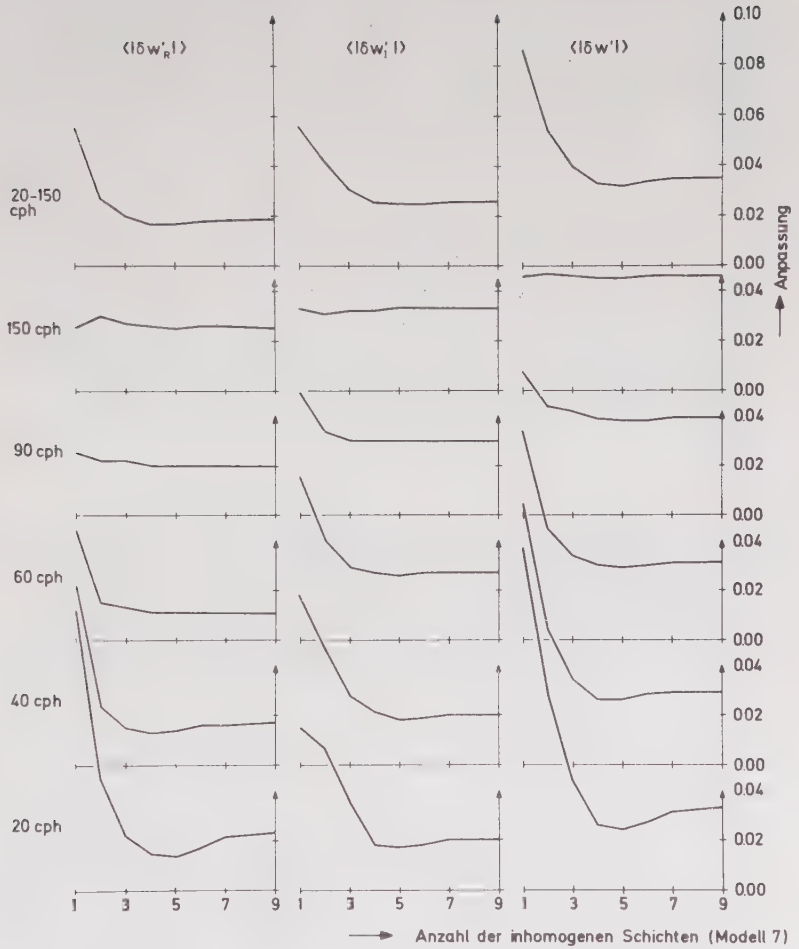


Abb.32: Die Anpassungsparameter des Realteils $\langle|\delta w'_R|\rangle$, des Imaginärteils $\langle|\delta w'_I|\rangle$ und der Kombination von beiden $\langle|\delta w'|\rangle$ für Modell 7 in Abhängigkeit von der Anzahl der inhomogenen Schichten und der Frequenz.

der obersten Schicht beginnend) aus immer mehr inhomogenen Schichten zusammengesetzt wird. Für den Fall einer Schicht besteht das Modell also nur aus der obersten inhomogenen Schicht und zwei homogenen darunter. Die Mächtigkeit der ersten homogenen Schicht ist dabei um die Summe der Mächtigkeiten der fehlenden inhomogenen Schichten vergrößert worden.

Man sieht, wie mit abnehmender Frequenz die tieferen Schichten einen wachsenden Einfluß auf die Güte der Anpassung haben. Die Übertragungskoeffizienten der Frequenz 150 cph können allein durch die oberste inhomogene Schicht gedeutet werden. Bis zur fünften inhomogenen Schicht wird der Anpassungsparameter im Mittel über alle Frequenzen immer besser. Ein Hinzufügen weiterer Schichten verbessert die Anpassung nicht, sie wird sogar wieder ein wenig schlechter.

Gerade der Tiefenbereich, der die "falsche Variationsanomalie" kompensieren soll, führt also auch bei den Pulsationen zu einem verbesserten Modell. Die komplizierte Annahme mit den gegenläufigen Widerstandsverteilungen in den inhomogenen Schichten scheint damit garnicht so abwegig zu sein.

Das Gebiet unterhalb 25 km Tiefe in Modell 7 hat dann Widerstände, wie sie in Modell 8 (Abb.33) zur Deutung der Variationsanomalie nötig sind. Der Bereich sehr kleiner Widerstände $\leq$ 1 Ωm stimmt mit der Lage des guten Leiters in den Modellen 3-5 überein. Modell 7 (Pulsationen) und Modell 8 (Variationen) sind nur scheinbar unterschiedlich. Das Variationsmodell muß im Profil länger sein als das Pulsationsmodell. Um den Rechenaufwand in vertretbaren Grenzen zu halten, mußte der Gitterabstand auf d_y = 10 km vergrößert, und damit die Blockeinteilung gegenüber Modell 7 verändert werden. Die Übereinstimmung zwischen Messung und Rechnung ist jetzt schlechter als in Modell 3, doch hat dafür die Kombination der Modelle 7 und 8 den großen Vorteil, sowohl Pulsationsanomalien, als auch die norddeutsche Anomalie in gewissen Grenzen deuten zu können.

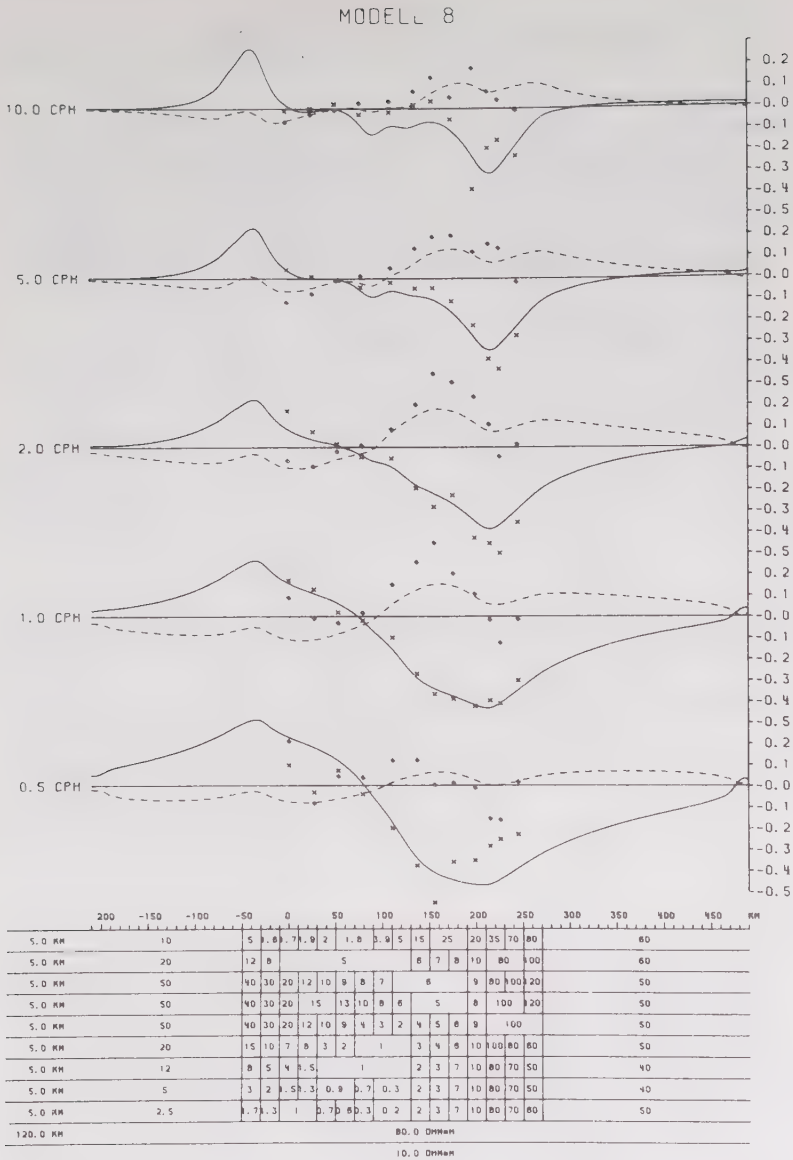


Abb.33: Modell 8 entspricht Modell 7, hat aber als Variationsmodell eine grobere Blockeinteilung.

6. Vergleich und Interpretation der Modelle

6.1. Modellvergleich

Vor einer Interpretation sollen hier noch einmal die Vorzüge und Schwächen der einzelnen Modelle einander gegenübergestellt werden. Dazu bietet Tabelle 3 mit einer Zusammenfassung der Anpassungsparameter eine erste Möglichkeit.

Variationen 0.5 - 10 cph				Pulsationen 20 - 150 cph				Var. + Puls. 0.5 - 150 cph		
Modell	R	I	C	Modell	R	I	C	R	I	C
1	65	73	109	6	52	25	62	59	50	87
2	64	79	111		56	27	67	60	53	89
3	50	57	85		53	27	64	52	42	75
4	50	59	86		53	27	64	52	43	75
5	51	58	87		52	26	63	52	42	75
8	61	72	104	7	19	26	35	40	49	70

Tabelle 3: Anpassungsparameter für die Modelle 1-8. In der Tabelle sind die Parameter (vgl.(5.14)-(5.16)) wie folgt abgekürzt: $\langle|\delta w'_R|\rangle = R\cdot 10^{-3}$, $\langle|\delta w'_I|\rangle = I\cdot 10^{-3}$, $\langle|\delta w'|\rangle = C\cdot 10^{-3}$. Die vier Pulsationsmodelle ohne Nummer ähneln Modell 6 und sind daher nicht abgebildet.

Mit der Kombination der Modelle 1 und 6 wird versucht, die norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie als reine Oberflächenanomalie zu deuten. Der Versuch scheitert an der Halbwertsbreite der Anomalie und am Imaginärteil der Variationen. Für die Pulsationsanomalien sind diese Modelle völlig ungeeignet.

In Modell 2 verläuft die integrierte Leitfähigkeit gegenüber Modell 1 glatter, und statt zwei homogener Schichten hat das Modell vier homogene Schichten unter der dünnen Ober-

flächenschicht. Der erhöhte Aufwand lohnt sich aber nicht, denn die Anpassung ist noch schlechter.

Erst die Einführung einer inhomogenen Schicht im Untergrund verbessert die Anpassung bei den Variationen erheblich. Die Modelle 3-5 enthalten fast die gleiche inhomogene Schicht und unterscheiden sich in ihrer Güte kaum. Leider sind auch sie nicht in der Lage, die Pulsationsregistrierungen zu deuten.

Der nächste entscheidende Schritt wird im komplizierten Modell 7 mit den 9 inhomogenen Schichten getan. Ein fein abgestufter Verlauf des spez. Widerstandes, insbesondere in der ersten Schicht, aber auch in den darunter liegenden, kann den Realteil der Pulsationen recht gut erklären. Von allen Modellen ist dieses als einziges für die Pulsationsanomalien zu gebrauchen.

Modell 8 ist im Prinzip mit Modell 7 identisch und hat in 25-45 km Tiefe spez. Widerstände, die jenen in den Modellen 3-5 ähnlich sind. Das Modell ist für Variationen zwar schlechter geworden, doch bildet es zusammen mit Modell 7 das beste Gesamtmodell für Variationen und Pulsationen.

Deutlicher als die Zahlen in Tabelle 3, zeigt vielleicht Abb.34, wie vorteilhaft sich die Einführung inhomogener Schichten in den Modellen 7 und 8 gegenüber den Modellen 1 und 6 ausgewirkt hat. Die beiden mittleren Blockbilder entsprechen der Abb.22. Dort ist auch die Art der Darstellung erläutert. Links und rechts sind die aus den angegebenen Modellkombinationen berechneten Übertragungskoeffizienten zusammengestellt. Die Modellkombination "dünne Schicht" (links) kann nur den Realteil der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie, die Modellkombination "inhomogene Schicht" (rechts) den gesamten beobachteten Realteil gut und den Imaginärteil wenigstens im Ansatz richtig deuten.

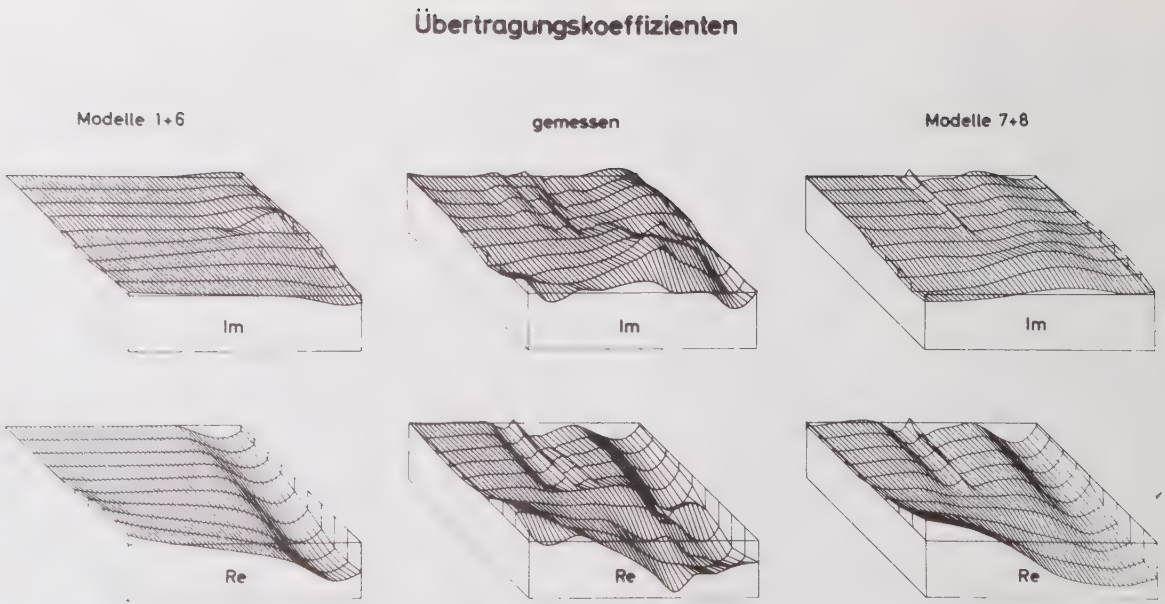


Abb.34: Vergleich von gemessenen Übertragungskoeffizienten mit berechneten. Die Modellkombination 1+6 (Abb.25,30) versucht die norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie als Oberflächenanomalie zu deuten. Die Kombination 7+8 benutzt inhomogene Schichten im Untergrund und erklärt Pulsations- und Variationsanomalien. Die Art der Blockdarstellung geht aus Abb.22 hervor.

Weitere Tests für die Eignung der Modelle 7 und 8 bieten die Abb.35 und 36. Sie lassen ahnen, wie die Messungen ausgesehen hätten, wenn an allen Stationen gleichzeitig registriert worden wäre. Grundlage der Darstellungen sind die echten Effekte in den Abb.13 und 18. Aus den Harmonischen der Horizontalkomponenten dieser Effekte in WN und den Amplituden- und Phasenverhältnissen (Kap. 4.3) konnten die Horizontalkomponenten aller Stationen berechnet werden. Aus den Horizontalkomponenten wurden dann mit Hilfe der Übertragungskoeffizienten die Vertikalkomponenten bestimmt. Zugrunde gelegt wurden dabei auf der linken Seite der Abbildungen die gemessenen und auf der rechten Seite die aus den Modellen 7 und 8 ermittelten Übertragungskoeffizienten. Da allerdings die Modellrechnungen nur den mit ΔH korrelierten ΔZ-Anteil erfassen, ist auch auf der rechten Seite nicht der berechnete, sondern der gemessene,mit ΔD korrelierte ΔZ-Anteil für die Synthese benutzt worden.

Wenn man nicht zu genau hinsieht, sind die beobachteten ΔZ-Störungen sowohl bei den Variationen in Abb.35 als auch bei den Pulsationen in Abb.36 gut mit den Modellen vereinbar. Der nicht so gut erklärte Imaginärteil macht sich durch geringe zeitliche Verschiebungen der ΔZ-Komponenten an gewissen Stationen bemerkbar.

Auch die typischen Eigenschaften der Anomalien können hier gut beschrieben werden. Bei den Variationen sind die ΔZ-Phasenumkehr und die an den gleichen Orten erhöhten ΔH-Amplituden sehr deutlich zu erkennen. Die Vertikalkomponente der Pulsationen ist an den nördlichen Stationen sehr klein. Ihr Anwachsen nach Süden hin wird durch die Anomalie in Mahlenstorf unterbrochen. Eine Phasenumkehr ist zwischen Leese und Möllenbeck zu beobachten, und südlich davon treten in Blomberg die größten ΔZ-Amplituden auf dem gesamten Meßprofil auf.

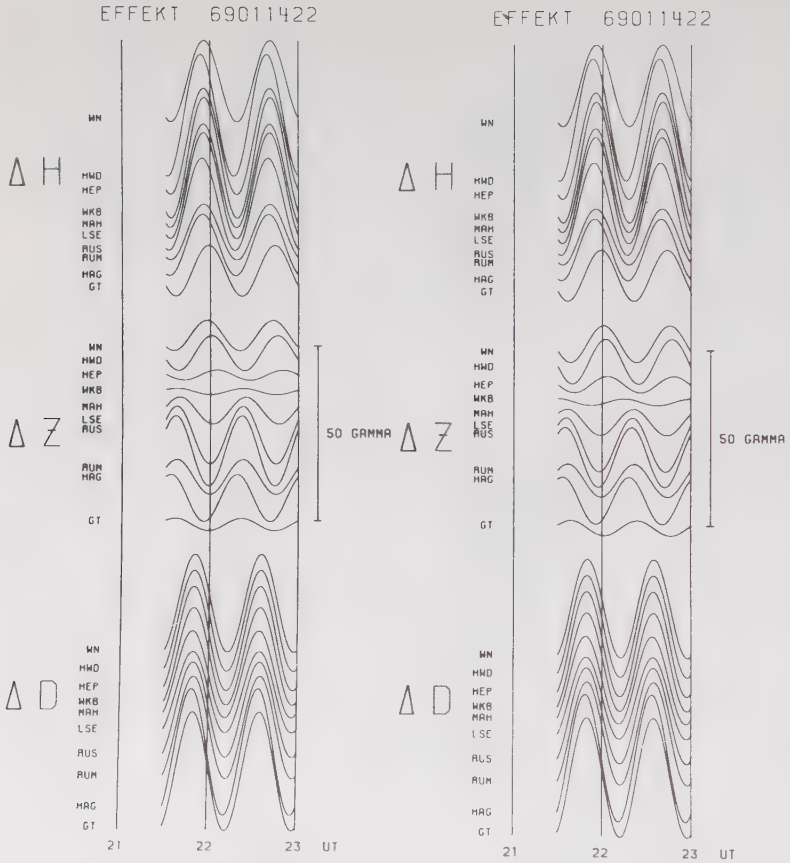


Abb.35: Variationssynthese mit gemessenen Z-Komponenten (links) und mit Modell 8 berechneten (rechts).

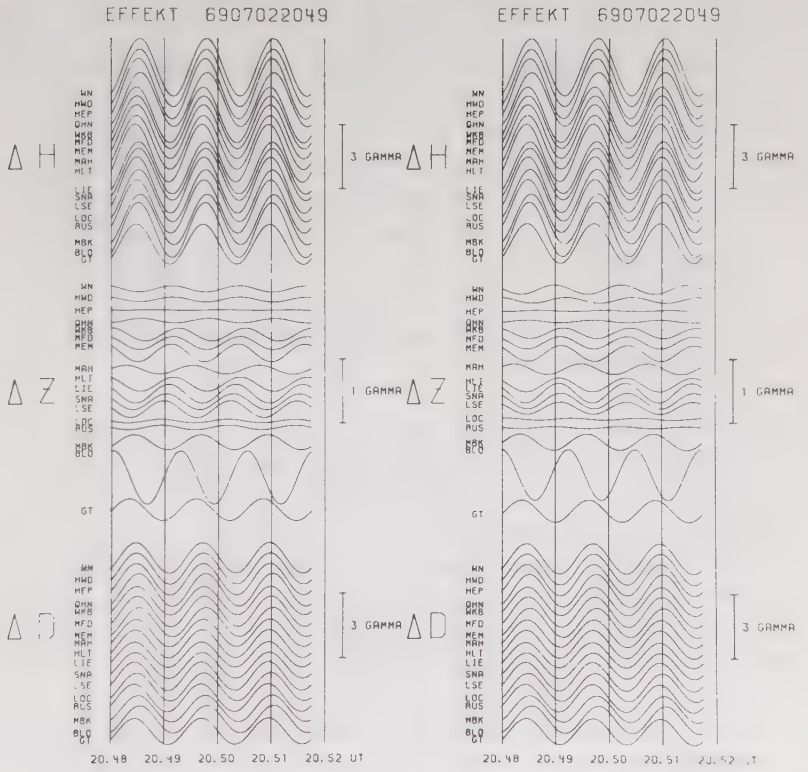


Abb.36: Pulsationssynthese mit gemessenen Z-Komponenten (links) und mit Modell 7 berechneten (rechts).

6.2. Geologische Interpretation der Modelle

Grundlagen geologischer Interpretationsversuche sind die "Geotektonischen Karten von Nordwestdeutschland" [Geologisches Landesamt Hannover, 1946] und ein vom Bundesamt für Bodenforschung in Hannover [FLATHE, persönliche Mitteilung] angefertigtes geologisches Profil. Die Verteilung der nach der Karte stark vereinfachten anstehenden geologischen Formationen und die Lage des geologischen Profils sind in den Abb.37 und 38 wiedergegeben. Der ebenfalls stark vereinfachte geologische Schnitt befindet sich in den Abb.22 und 39.

Zunächst soll versucht werden, die große norddeutsche Anomalie geologisch zu interpretieren. Wir haben gesehen, daß diese Anomalie eine Variationsanomalie ist. Abb.37 enthält daher neben geografischen und geologischen Informationen die gemessenen Übertragungskoeffizienten in Form der verallgemeinerten Induktionspfeile für die Frequenz 1 cph. Nullpunkt der Kilometerskala am linken Rand ist, wie üblich, Wingst.

Es ist zu erkennen, wie von Norden nach Süden fortschreitend, vom Quartär/Tertiär bis zur Trias immer ältere Schichten zu Tage treten, die Sedimente also nach Süden auskeilen. Die Sedimentmächtigkeit bis zur Zechsteinbasis nimmt dabei mehr oder weniger kontinuierlich von ca. 5 km im Norden auf weniger als 1 km im Süden ab. An der austretenden Schichtfolge sieht man, daß die Grenzen etwa west-östlich verlaufen, wobei sie im Osten etwas nach Süden umbiegen.

Die mit den Induktionspfeilen nach WIESE vergleichbaren 0°-Pfeile (ausgezogen) stehen ab etwa 100 km südlich von Wingst etwa senkrecht auf dieser Streichrichtung und zeigen auch vom mächtigeren Sediment, also dem vermutlich besseren Leiter, weg. Im Göttinger Raum hat sicherlich auch die D-Anomalie [KREMSER, 1962; WINTER, 1966] einen wesent-

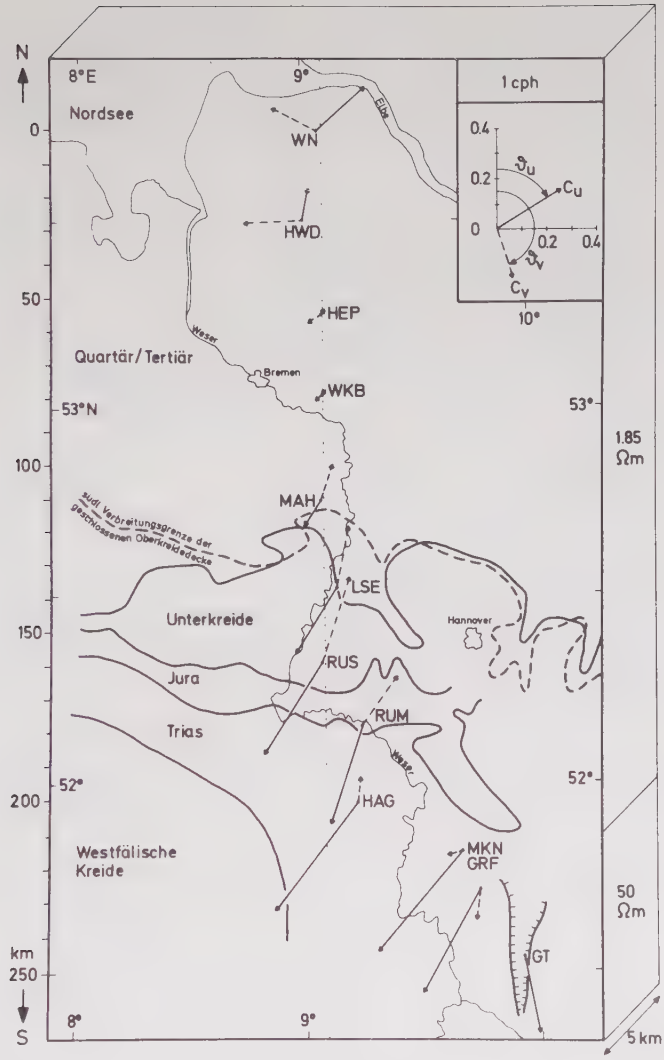


Abb.37: Vergleich von Messung, Modell und Geologie für Variationen (1 cph). Gemessen sind die verallgemeinerten Induktionspfeile (0°-Pfeil ausgezogen, 90°-Pfeil gestrichelt). Berechnet sind die rechts angegebenen spez. Widerstände für eine 5 km mächtige Platte aus der integrierten Leitfähigkeit der Modelle 1,3 und 4. Längs der punktierten Linie ist das geologische Profil (Abb.22) angefertigt worden.

lichen Einfluß auf die Richtung der Pfeile und verursacht vermutlich deren Westkomponente. Für die Pfeilrichtungen in Wingst und Heinschenwalde gibt es keine erkennbar mit der Geologie zusammenhängenden Ursachen.

In den Modellen 1 und 3-5 beträgt die maximale integrierte Leitfähigkeit einer dünnen Oberflächenschicht $\tau = 2700\ \Omega^{-1}$. Dieser Modellvorstellung könnten in der Natur die Sedimente entsprechen. Setzt man als Mächtigkeit 5 km an, also einen Wert, der im Norden gerechtfertigt scheint, müßte der mittlere spez. Widerstand der Sedimente $\rho = 1.85\ \Omega m$ betragen. 210 km südlich von Wingst sinkt in den Modellen die integrierte Leitfähigkeit auf $\tau = 100\ \Omega^{-1}$, d.h. der spezifische Widerstand auf 50 Ωm. Die spezifischen Widerstände sind rechts in Abb.37 eingezeichnet. Wie in der Abbildung angedeutet, würde als Ergebnis der Tiefensondierung mit Variationen herauskommen, daß in Norddeutschland zwei 5 km mächtige Platten mit spez. Widerständen von 1.85 Ωm und 50 Ωm aneinanderstoßen. Die Trennungslinie verläuft ost-westlich und liegt 210 km südlich von Wingst.

Die angegebenen spez. Widerstände mögen vernünftig sein. Dagegen kann die Lage der Trennungslinie nicht befriedigen, denn 210 km südlich von Wingst dürften die Sedimente höchstens noch 1 km mächtig sein. Aus der Sicht der Geologie würde man sich wünschen, daß der Leitfähigkeitssprung etwa 50 km weiter nördlich, bei Profilkilometer 160, liegt.

Bei den Pulsationen ist wegen der höheren Frequenzen und den damit verbundenen geringeren Eindringtiefen ein stärkerer geologischer Einfluß als bei den Variationen zu erwarten. Abb.38 enthält daher den geologisch interessanteren Ausschnitt aus dem Meßgebiet und die verallgemeinerten Induktionspfeile für die Frequenz 150 cph. Bei der Beurteilung der Pfeillänge im Vergleich zu den Variationen in Abb.37 ist zu beachten, daß sich in Abb.38 entsprechend der Änderung des Kartenmaßstabs auch die Skala für die Pfeile ge-

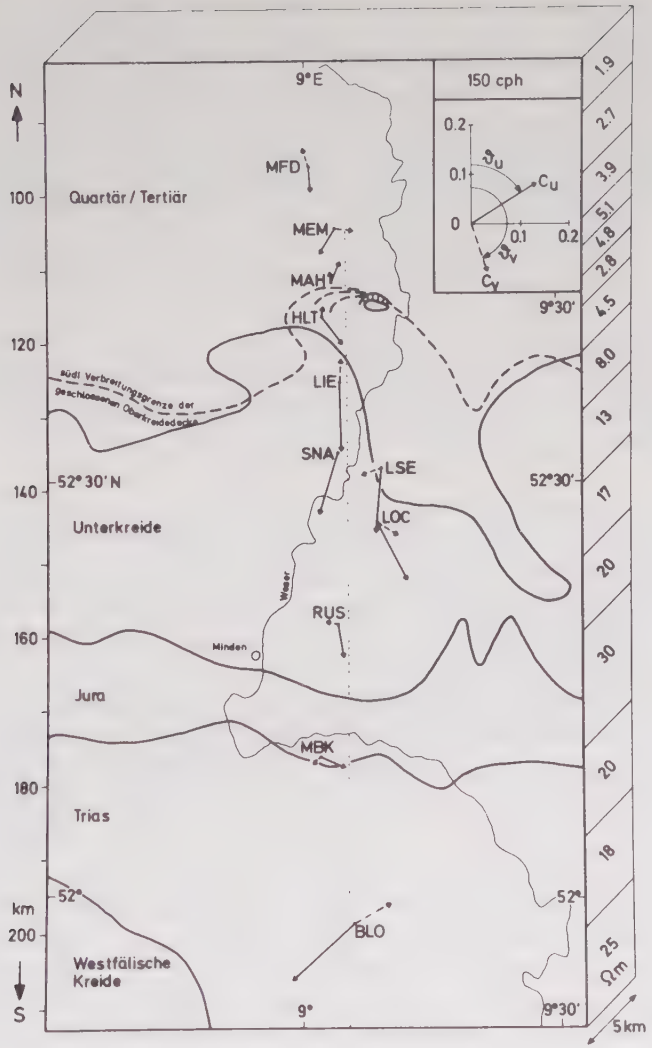


Abb.38: Vergleich von Messung, Modell und Geologie für Pulsationen (150 cph). Gemessen sind die verallgemeinerten Induktionspfeile (0^{o}-Pfeil ausgezogen, 90^{o}-Pfeil gestrichelt). Die am rechten Rand angegebenen spez. Widerstände sind mit der ersten inhomogenen Schicht von Modell 7 identisch. Längs der punktierten Linie ist das geologische Profil (Abb.22) ermittelt worden.

ändert hat. Die Pulsationspfeile sind also wesentlich kürzer als die Variationspfeile.

Sehen wir uns also zunächst einmal wieder Richtung und Länge der 0°-Pfeile längs des Profils von Norden nach Süden an! In Martfeld und Memsen sind die Pfeile verhältnismäßig kurz und haben eine überwiegende Südkomponente. In Mahlenstorf dreht die Richtung dann aber plötzlich nach Norden, und bereits an der nächsten Station Holte wieder nach Süden. Wir erinnern uns an die Registrierbeispiele (Kap.3.2), Amplitudenvergleiche (Kap.4.3), WIESE-Pfeile (Kap.4.4) und Übertragungskoeffizienten (Kap.4.5). Immer war Mahlenstorf bei den Pulsationen eine anomale Station.

Als Ursache dieser isolierten Pulsationsanomalie bietet sich ein süd-östlich von Mahlenstorf gelegener, oberflächennaher Salzstock mit seinen westlichen Ausläufern an. Das führt aber auch gleich zu einer Unstimmigkeit. Ein Salzstock, zumindest sofern das Salz nicht durchfeuchtet ist, wird im allgemeinen als ein schlechter elektrischer Leiter angegeben [LOSECKE, 1972]. Der Induktionspfeil würde also vom schlechteren Leiter wegzeigen. Zwei Möglichkeiten, die "Salzstockanomalie" trotzdem zu retten, gibt es vielleicht. Erstens kann ein wesentlicher Teil des Salzes in Lösung gegangen sein und als äußerst gut leitende Sole den oberen Teil des Salzdomes ausfüllen. Zweitens ist vielleicht mit der Entstehung des Salzstocks seine Umgebung so gestört worden, daß südlich mächtigere gutleitende Sedimente liegen als nördlich. Der ausgebeulte Verlauf der Oberkreide in diesem Gebiet könnte jedenfalls ähnliches andeuten.

Weiter südlich in Liebenau erreichen die Induktionspfeile ihre maximale Südkomponente. Das deutet zwar auch auf einen guten Leiter zwischen Mahlenstorf und Liebenau hin, doch scheint Liebenau schon zu weit vom relativ kleinen Salzstock entfernt zu sein. Wahrscheinlicher "sehen" Liebenau und auch Schinna, Leese, Loccum das gutleitende Quartär/Tertiär und die Oberkreide im Norden.

In Rusbend und Möllenbeck sind die Pfeile wieder kürzer geworden. Im Vergleich zu Abb.37 fällt hier die Frequenzabhängigkeit der Übertragungskoeffizienten besonders auf. Ausgerechnet dort, wo die norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie für 1 cph maximale anomale Vertikalkomponenten verursacht, ändert der Induktionspfeil für 150 cph seine Richtung und ist ziemlich klein. Der Pfeil in Blomberg würde dann wieder zur großen Anomalie passen.

Am rechten Bildrand sind spezifische Widerstände angegeben. Sie stammen aus der obersten inhomogenen Schicht von Modell 7. Man muß sich die 5 km mächtige Platte jetzt aus schmalen, wieder ost-west-streichenden, Quadern mit den angegebenen Widerständen vorstellen.

Übereinstimmend mit dem Variationsmodell (Abb.37) liegt der spezifische Widerstand zwischen Wingst und Profilkilometer 90 in der Nähe von 2 Ωm. Bis 130 km nimmt er dann ziemlich stark, auf etwa 10 Ωm, zu. Da die Sedimentmächtigkeit in diesem Gebiet nicht entsprechend stark abnimmt (vgl. Abb.22) müssen die hier auskeilenden Schichten Quartär/Tertiär und Oberkreide besonders gute Leiter im Vergleich zu Unterkreide, Jura und Trias sein. Dem Widerstandsanstieg überlagert ist mit 2,8 Ωm die "Salzstockanomalie".

Die spezifischen Widerstände wachsen dann weiter nach Süden, bis zur Grenze Jura-Trias, an. Die anschließende geringfügige Abnahme der Widerstände könnte andeuten, daß Trias ein besserer Leiter ist als Jura. Da Trias hier aber nur um 500 m mächtig ist, kann der bessere Leiter auch unterhalb der Sedimente vermutet werden.

Die vorherrschende Südkomponente der Induktionspfeile kann für Pulsationen mit der fast ständigen Abnahme der Leitfähigkeit der Deckschicht von Norden nach Süden erklärt werden. Wird die Abnahme aber unterbrochen, wie bei Mahlenstorf

und Möllenbeck, so äußert sich das auch gleich in einer gestörten Pfeilrichtung. Die großräumige Abnahme der Leitfähigkeit nach Süden hängt vermutlich mit dem Auskeilen der Sedimente als Ganzes zusammen. Verstärkt wird dieser Effekt dadurch, daß die jüngeren Schichten geringere Widerstände haben als die älteren. Statt bei Profilkilometer 210 in Abb.37, liegt daher der wesentliche Anstieg des Widerstandes in Abb.38 bei Kilometer 100.

6.3. Thesen zur Deutung der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie

Die Ergebnisse der Tiefensondierung mit Variationen und Pulsationen in Norddeutschland sollen in diesem Kapitel zusammengefaßt und mit Ergebnissen anderer Autoren verglichen werden. Ausgegangen wird vom besten Kombinationsmodell 7/8 (Abb.31/33). Die wesentlichen Aussagen dieser Modelle sind in Abb.39 vereinfacht dargestellt.

Linien gleichen spezifischen Widerstandes geben jetzt die unübersichtliche Widerstandsverteilung innerhalb der neun inhomogenen Schichten, also der obersten 45 km, besser wieder. Der Verlauf des spez. Widerstandes innerhalb der ersten inhomogenen Schicht, bzw. der daraus berechneten integrierten Leitfähigkeit, ist wichtig für die geologische Interpretation und wurde deshalb gesondert herausgezeichnet. Das Profil läuft, wie in der vorliegenden Arbeit üblich, von Norden (links) nach Süden (rechts). Die Stadt Bremen, auf deren Lage sich im folgenden einige Ortsangaben beziehen, liegt 75 km südlich von Wingst. Die Abbildung enthält drei Thesen zur Deutung der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie.

These 1: Der mittlere spezifische Widerstand der Sedimente nördlich von Bremen beträgt $\rho \tilde{\sim} 2$ Ωm.

Diese Aussage ist zunächst einmal auch auf die integrierte Leitfähigkeit $\tau = 2700\ \Omega^{-1}$ in den Variationsmodellen 1 und 3-5 (Abb.25, 27, 28, 29) zurückzuführen. Um daraus einen mittleren spez. Widerstand zu berechnen, muß natürlich die Sedimentmächtigkeit s bekannt sein. Nördlich von Bremen scheint auf Grund des geologischen Profils und von Ergebnissen der großen Helgoland-Sprengung [SCHULZE und FÖRTSCH, 1950] s = 5 km und damit $\rho = s/\tau = 1.85$ Ωm gerechtfertigt zu sein.

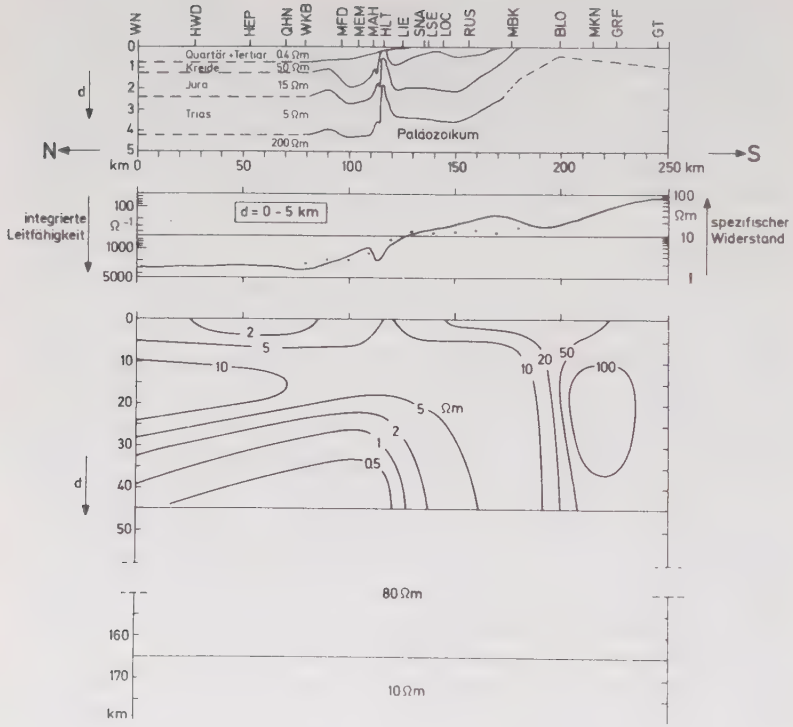


Abb.39: In der unteren Bildhälfte ist Modell 7/8 vereinfacht dargestellt. Die Linien gleichen spez. Widerstandes geben die inhomogenen Schichten des Modells in geglätteter Form wieder. Darüber ist der Widerstandsverlauf innerhalb der obersten 5 km angegeben. Unter Annahme der in den geologischen Schnitt eingetragenen Widerstände sind die durch Punkte markierten integrierten Leitfähigkeiten berechnet worden. Die kleinräumige Aufwölbung bei Profilkilometer 115 wird durch den Salzstock "Blenhorst" verursacht.

Das Pulsationsmodell in Abb.31 muß nicht unbedingt von einer bekannten Sedimentmächtigkeit ausgehen. Viele Versuche haben nämlich gezeigt, daß die oberste inhomogene Schicht für die Deutung der Pulsationsregistrierungen 5 ± 2 km dick sein muß. Feinere Unterteilungen sind ohne exaktere Daten oder eine Auswertung höherer Frequenzen nicht sinnvoll. Jedenfalls kann auch aus den Pulsationsregistrierungen auf mittlere spez. Widerstände der Sedimente von 2 Ωm nördlich von Bremen geschlossen werden.

Wie in Gleichung (5.8) angedeutet, kann aus Registrierungen horizontaler E- und H-Felder für jeden Meßpunkt ein frequenzabhängiger scheinbarer Widerstand ρ_s berechnet werden. Die breitbandigste magnetotellurische Sondierungskurve dieser Art im norddeutschen Raum wird von WIESE [1965] für Ückermünde angegeben. Abb.40 enthält die von WIESE für die E-Polarisation ermittelten Meßwerte als Punkte. Näher, als das über 300 km entfernte Ückermünde, liegt das magnetotellurische Profil von VOZOFF und SWIFT [1968], dessen Lage aus der Übersichtskarte in Abb.11 hervorgeht. Die Station MEDI dieses Profils befindet sich in der Nähe von Ebstorf [SCHMUCKER, 1959], also zentral in der norddeutschen Tiefebene. Die scheinbaren Widerstände für 5 und 60 cph von MEDI passen sehr gut zu den Messungen in Ückermünde.

In den Modellen ist für jeden Gitterpunkt der scheinbare Widerstand berechnet worden. Es ist daher möglich, die Brauchbarkeit der Modelle auch im Vergleich mit der Magnetotellurik zu prüfen. Benutzt wird dazu der 50 km südlich von Wingst, also auf gleicher Höhe wie MEDI, liegende Profilpunkt. Die gestrichelte Kurve in Abb.40 ist die ρ_s-Kurve für die Modellkombination 1/6 (dünne Schicht), die ausgezogene für die Kombination 7/8 (inhomogene Schicht). Im Bereich der Pulsationen, also von 20-150 cph, sind beide Kurven, und damit auch die für Norddeutschland angegebenen spezifischen Widerstände, mit den magnetotellurischen Messungen vereinbar.

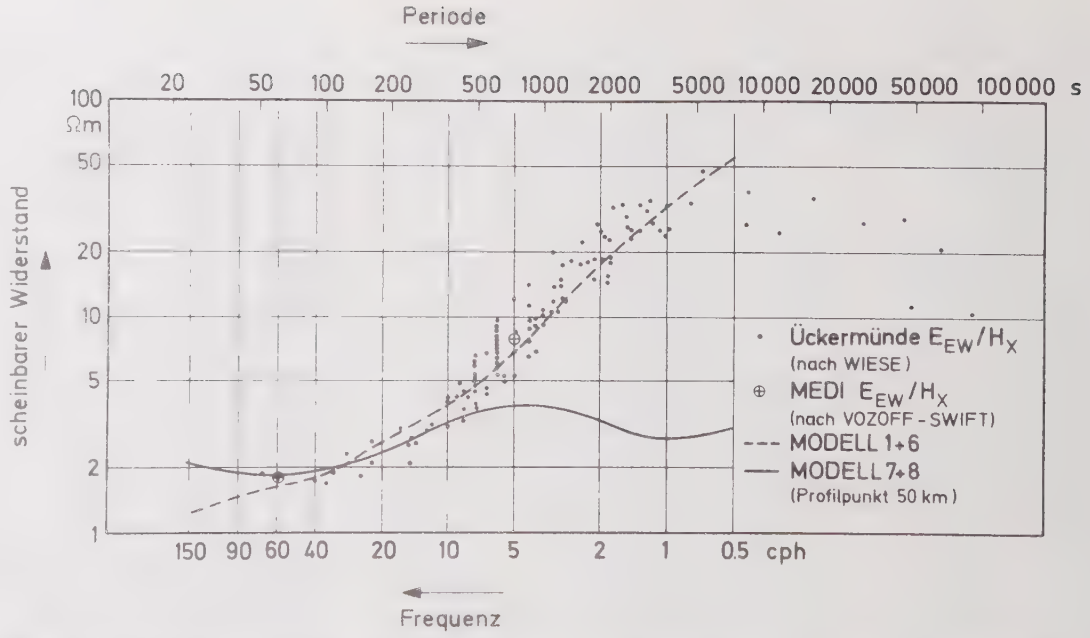


ABB. 40: Vergleich der aus den Modellen 1/6 ("dünne Schicht") und 7/8 ("inhomogene Schicht") berechneten scheinbaren Widerstände ρ_s für einen Punkt 50 km südlich von Wingst mit ρ_s-Werten aus Ückermünde [WIESE, 1965] und MEDI [VOZOFF und SWIFT, 1968].

Eine weitere Vergleichsmöglichkeit bietet der Obberrheingraben, der ebenfalls mit gutleitenden Sedimenten gefüllt ist. In seinen Modellrechnungen über den Graben nimmt WINTER [1971] eine maximale integrierte Leitfähigkeit von $\tau = 2000\ \Omega^{-1}$ an. Aus der ebenfalls bekannten Sedimentmächtigkeit (maximal 4 km) erhält man auch für die Sedimente des Oberrheingrabens den spez. Widerstand $\rho = 2\ \Omega m$.

These 2: Ab 15 km südlich von Bremen nimmt der Widerstand der Sedimente stark nach Süden hin zu.

Während These 1 noch den Normalfall, also eine homogene Schichtung, behandelt und deshalb dort auch noch nicht von einer Anomalie gesprochen wird, geht es in These 2 um laterale Änderungen der Leitfähigkeit und die dadurch verursachten anomalen Felder. Die These entscheidet die Frage, ob die norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie oberflächennah oder in größerer Tiefe ihre Ursache hat. Liegt nämlich der wesentliche Leitfähigkeitsabfall in den Sedimenten so weit im Norden, dann kann die norddeutsche Anomalie nur noch durch einen anomal leitenden tieferen Untergrund erklärt werden.

Die Widerstandszunahme 15 km südlich von Bremen ist allein auf Grund der Pulsationsregistrierungen erforderlich. Ab Profilkilometer 90 nehmen nämlich die Südkomponente der WIESE-Pfeile (Abb.20) und der Realteil der Übertragungskoeffizienten (Abb.22) im Frequenzbereich der Pulsationen stark zu.

In der oberen Hälfte der Abb.39 wird versucht, die Widerstandsabnahme mit dem Auskeilen der Sedimente in Einklang zu bringen. Da der Widerstand weitaus stärker als die Sedimentmächtigkeit nach Süden abnimmt, müssen sich die einzelnen geologischen Formationen stark in ihren spez. Widerständen unterscheiden. Die in den geologischen Schnitt eingetragenen Widerstände sind in einer Variationsrechnung

so bestimmt worden, daß ihre über 5 km integrierte Leitfähigkeit (Punkte) mit der aus Modell 7 bestimmten (ausgezogene Kurve) möglichst gut übereinstimmt.

Südlich von Bremen nimmt nur die Mächtigkeit von Quartär/Tertiär stark ab. Es ist daher nicht verwunderlich, daß diese Formationen besonders gutleitend sein müssen. Der spez. Widerstand von 0.4 Ωm scheint sehr niedrig zu sein. Es sei aber auf ähnliche Werte im Gebiet des Oberrheingrabens [SCHEELKE, 1972] hingewiesen. FLATHE und RÜLKE [1963] berichten über Längswiderstände, die im Emsland aus Bohrlochmessungen bestimmt worden sind. Die gefundenen Werte für Tertiär, Kreide, Jura und Trias schwanken regional zwischen 0,5 und 30 Ωm.

Auch aus der Seismik gibt es Hinweise auf oberflächennahe laterale Änderungen im Gebiet südlich von Bremen. SCHULZE und FÖRTSCH [1950] finden, daß die Wellengeschwindigkeit longitudinaler Wellen der Helgoland-Sprengung im Bereich der Aller sprunghaft ansteigt.

Nach Leitfähigkeitsänderungen in der Deckschicht, die zur Deutung der norddeutschen Anomalie ausreichen, wurde von verschiedenen Autoren seit den Anfängen der Tiefensondierung gesucht. ZERBST [1962] und VOPPEL [1962] vermuten noch den morphologischen Mittelgebirgsrand als Ursache der Anomalie. WEIDELT [1966] berechnet u.a. ein Modell aus zwei Halbplatten, die bei FAL (siehe Abb.11) zusammenstoßen. Er kann das dort von SCHMUCKER [1959] beobachtete Minimum des anomalen ΔZ erklären, wenn die nördliche Halbplatte 10 km dick ist und einen spezifischen Widerstand von 2 Ωm hat. Zu ähnlichen Ergebnissen kommt HESSE [1967], der im Bereich der von VOPPEL entdeckten Anomalie bei GET (siehe Abb.11) mit engem Stationsabstand Variationen registriert hat. In allen Oberflächenmodellen zur Deutung der Variationsanomalie werden Sedimentmächtigkeiten oder hohe integrierte Leitfähigkeiten verlangt, die so weit im Süden kaum noch realistisch sind.

These 3: Unter der norddeutschen Tiefebene existiert eine gutleitende Zwischenschicht, deren Oberkante ca. 25 km unter der Erdoberfläche liegt.

Die gutleitende und inhomogene Zwischenschicht ist mit Modell 3 (Abb.27) eingeführt worden, da es sonst nicht möglich ist, die Halbwertsbreite des Realteils und das Vorzeichen des Imaginärteils der Übertragungskoeffizienten von Variationen in Norddeutschland zu erklären. Um auch die Übertragungskoeffizienten der Pulsationen deuten zu können, mußte der Hauptabfall der integrierten Leitfähigkeit von Profilkilometer 210 in Modell 3 nach Kilometer 90 in Modell 7 (Abb.31) verschoben werden. Die Folge wäre aber eine "falsche Variationsanomalie" gewesen, wenn der gute Leiter nicht in Modell 8 (Abb.33) so gekippt worden wäre, daß er nach Süden schwach ansteigt.

Sieht man einmal von allen Details ab, so bleibt ein Gebiet mit spez. Widerständen um 1 Ωm übrig, das in 25 km Tiefe beginnt und sich von Wingst 150 km weit nach Süden erstreckt (Abb.39). Bei dieser Tiefenangabe denkt man zwangsläufig an die Mohorovičič-Diskontinuität ("Moho"), also die Grenze zwischen Erdkruste und Erdmantel. Auch hier kann die Veröffentlichung von SCHULZE und FÖRTSCH [1950] über die Helgolandsprengung zitiert werden. Die Autoren geben für die Oberkante des Peridotit, des ultrabasischen Mantelgesteins, eine Tiefe von 26 ± 2 km an.

Ungeklärt bleibt dagegen, wo die Moho dann 150 km südlich von Wingst bleibt. Sollte sie dort in größere Tiefen absinken? 25 km Mächtigkeit entspricht etwa einem Mittelwert zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste. Es wäre also denkbar, daß die Moho im Süden tiefer liegt. Unter der inhomogenen Schicht folgt aber bis in 165 km Tiefe ein relativ schlechter Leiter, der im südlichen Profilbereich nötig ist, damit die Variationen nicht zu stark gedämpft werden. Der gute Leiter könnte sich also erst in großer Tiefe nach Süden fortsetzen.

Sehr problematisch wird die hohe Leitfähigkeit der Zwischenschicht durch einen Vergleich von Modell 8 mit der magnetotellurischen Sondierungskurve in Ückermünde (Abb.40). Die ausgezogene Kurve ist im Frequenzbereich der Variationen (0.5 - 10 cph) überhaupt nicht mit den Meßpunkten in Ückermünde vereinbar. Sehr viel günstiger ist dagegen der Verlauf des scheinbaren Widerstandes vom sonst unbrauchbaren Modell mit der "dünnen" Schicht (gestrichelte Kurve). Da keinerlei Anlaß besteht, die Messungen in Ückermünde anzuzweifeln, kann die Modellvorstellung von einem sehr guten Leiter unter Norddeutschland nur aufrecht erhalten werden, wenn er sich nicht zu weit nach Osten erstreckt.

Mit Abb.39 wird nicht zum ersten Mal ein Gebiet erhöhter Leitfähigkeit unter Norddeutschland vermutet. Neu ist lediglich seine relativ geringe Tiefenlage. Das erste durchgerechnete Modell von FLEISCHER [1954] kann die norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie in gewissen Grenzen durch einen etwa unter Bremen in 85 km Tiefe von Ost nach West fließenden Linienstrom erklären. Die Modelle von SCHMUCKER [1959] sind sinusförmige Verbiegungen einer in ungefähr 100 km Tiefe liegenden gutleitenden Schicht. Die maximale Aufwölbung wird unter EBS (siehe Abb.11) erreicht, die maximale Eindellung südlich von Göttingen. SIEBERT [1965] zeigt, daß der von SCHMUCKER ermittelte anomale Feldverlauf formal durch einen um 45° geneigten Stromdipol zwischen FAL und EBS in 127 km Tiefe gedeutet werden kann.

SCHEUBE [1965] versucht als erster, die norddeutsche Anomalie durch das Zusammenspiel einer gutleitenden Sedimentplatte mit einem inhomogenen Untergrund zu erklären. Die Sedimentplatte ist 8 km mächtig, hat einen spez. Widerstand von 3 Ωm und reicht von Norden kommend bis nach FAL. Es gibt durchaus gewisse Parallelen zur Abb.39, wenn SCHEUBE schreibt: "Nach der vorläufigen Deutung beruht die Anomalie auf dem Zusammenwirken horizontaler Leitfähigkeitsunterschiede sowohl in Oberflächennähe als auch in größerer Tiefe. Zu einer mehr oder

weniger sprunghaften Abnahme des spezifischen Widerstandes von Süden nach Norden etwa im Bereich von Fallersleben in Oberflächennähe kommt eine ebensolche Widerstandszunahme in gleicher Richtung und im gleichen Profilabschnitt in größeren Tiefen".

7. Zusammenfassung

Mit der Entdeckung der großen norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie hat vor mehr als 20 Jahren ein neues Forschungsgebiet der Geophysik, die erdmagnetische Tiefensondierung, ihren Anfang genommen. Seitdem haben sich viele Autoren mit dieser Anomalie beschäftigt; sie haben registriert, und mit Modellrechnungen versucht, die Ursache der Anomalie zu ergründen. Es stellte sich zwar bald heraus, daß die Anomalie überwiegend langperiodische Variationen, also geomagnetische Baystörungen beeinflußt, doch konnte daraus noch nicht eindeutig geschlossen werden, ob ihre Ursache im tieferen Untergrund oder in oberflächennahen Schichten angenommen werden muß.

Auf Grund des Skineffekts dringen kurzperiodische Störungen, z.B. erdmagnetische Pulsationen, weniger tief in die leitenden Schichten der Erde ein. Der Wunsch der "Tiefensondierer", durch zusätzliche Registrierung von Pulsationen die Tiefe der anomalen induzierten Ströme besser abschätzen zu können, konnte bisher nicht erfüllt werden, da geeignete Geräte nicht existierten.

In Abschnitt 2 der vorliegenden Arbeit werden daher Prinzip und Konstruktion einer mobilen Apparatur zur Registrierung der drei Komponenten erdmagnetischer Pulsationen erklärt. Das Prinzip wurde zuerst von GRENET angegeben, die Konstruktion basiert auf einer Observatoriumsausführung des Geophysikalischen Instituts in Göttingen. In Abschnitt 3 wird beschrieben, wie drei der neuen Stationen in den Jahren 1968/69 zusammen mit drei Askania-Variographen auf einem NS-Profil im Bereich der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie eingesetzt worden sind.

Abschnitt 4 beschäftigt sich mit der Datenaufbereitung der Registrierungen aus Norddeutschland. 218 von mehreren Stationen gleichzeitig aufgezeichnete erdmagnetische Einzel-

effekte werden harmonisch analysiert. Die Harmonischen ermöglichen im relativ breiten Frequenzbereich von 0.5-150 cph (cycles per hour) Amplituden- und Phasenvergleiche und die Berechnung von Induktionspfeilen nach WIESE, sowie komplexer Übertragungskoeffizienten zwischen der Vertikal- und den Horizontalkomponenten.

In Abschnitt 5 werden mit Methoden von SCHMUCKER zweidimensionale Modelle zur norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie berechnet. Die Modellrechnungen liefern theoretische Übertragungskoeffizienten, die mit den gemessenen verglichen werden. Es stellt sich heraus, daß die auf dem gleichen Profil beobachteten Pulsationsanomalien im wesentlichen durch Leitfähigkeitsänderungen der Deckschicht zu erklären sind. Als Ursache der eigentlichen norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie muß zusätzlich eine Inhomogenität des tieferen Untergrundes angenommen werden.

In Abschnitt 6 wird zunächst ein Zusammenhang zwischen den Pulsationsanomalien und dem Auskeilen der norddeutschen Sedimente festgestellt. Eine in Mahlenstorf (MAH) bei Nienburg beobachtete isolierte Pulsationsanomalie scheint mit einem Salzstock in Verbindung zu stehen und wäre damit ebenfalls geologisch zu interpretieren. Die wichtigsten Ergebnisse der Sondierung werden in 3 Thesen zusammengefaßt:

1. Der mittlere spez. Widerstand der Sedimente nördlich von Bremen beträgt $\rho \simeq 2\ \Omega m$.
2. Ab 15 km südlich von Bremen nimmt der Widerstand der Sedimente stark nach Süden hin zu.
3. Unter der norddeutschen Tiefebene existiert eine gutleitende Zwischenschicht, deren Oberkante ca. 25 km unter der Erdoberfläche liegt.

Auch diese Tiefensondierung konnte das Phänomen der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie nicht völlig enträtseln. Man hat sich in den vergangenen Jahren daran gewöhnt, daß den Sedimenten immer bessere Leitfähigkeiten zugestanden werden,

Das vorgeschlagene Modell ist daher nicht so sehr in seiner oberflächennahen Struktur, sondern vielmehr durch die Annahme spez. Widerstände von 1 Ωm in Tiefen zwischen 25 bis 45 km Tiefe problematisch. Es ist nicht möglich, eine so gut leitende Zwischenschicht mit einer von WIESE für Ückermünde ermittelte Kurve des scheinbaren Widerstandes in Einklang zu bringen.

Nach Süden reicht der gute Leiter nur bis in das Gebiet unter Hannover. Eine erneute Auswertung alter Registrierungen aus dem gesamten norddeutschen Raum könnte vielleicht klären, wie weit er sich nach Osten und Westen erstreckt. Eine andere interessante Aufgabe wäre eine flächenhafte Vermessung der Pulsationsanomalie in Mahlenstorf, möglichst in Verbindung mit der Magneto-Tellurik.

Anhang Ia: Koeffizienten der Polynome zur Berechnung der Amplitudenresonanzkurven für Pulsationen im Periodenbereich $5 \leq T \leq 500$ sec.

		A_o	A_1	A_2	A_3	A_4
I	H	0.846790	-2.385412	2.471020	-1.055539	0.139266
	D	1.037844	-3.116183	3.402598	-1.548476	0.232944
	Z	1.470275	-3.618601	3.323414	-1.298624	0.164838
II	H	0.572415	-1.870275	2.174241	-1.018279	0.147804
	D	1.050070	-2.961160	3.092477	-1.359280	0.195902
	Z	0.868048	-2.680513	2.977663	-1.358512	0.199398
III	H	0.939223	-3.000892	3.457204	-1.647498	0.258862
	D	1.354369	-4.176980	4.553935	-2.049931	0.309407
	Z	0.718459	-1.948478	1.857886	-0.698004	0.073070
IV	H	1.810223	-5.165700	5.396315	-2.383075	0.357669
	D	1.424258	-3.993087	4.133610	-1.805814	0.262196
	Z	0.655289	-1.918234	2.016444	-0.854464	0.107970
GT	H	1.318300	-3.548607	3.524998	-1.473694	0.201626
	D	0.660349	-1.590972	1.392876	-0.473676	0.033308
	Z	0.304721	-1.135564	1.523687	-0.792426	0.118352
WN	H	0.816939	-1.918292	1.675639	-0.597851	0.055674
	D	1.240973	-3.197342	3.096811	-1.269710	0.165282
	Z	0.360301	-1.393376	1.703722	-0.786568	0.105157

Die Gerätesätze I-IV haben an folgenden Profilpunkten registriert:

I	HWD, QHN, MEM, SNA, LSE, BLO
II	WKB, MFD, HLT, RUS, MBK
III	HEP, MAH (Juni - Juli 1969), LOC
IV	MAH (Sept. 1968 - Jan. 1969), LIE

Der Skalenfaktor $\varepsilon(T)$ wird für eine vorgegebene Periode T aus dem Skalenfaktor $\varepsilon(20)$ der täglichen Kurzeichung bei T = 20 sec und den Koeffizienten des Polynoms berechnet:

$$\varepsilon(T) = \varepsilon(20) \cdot 10^{(A_o + \sum_{i=1}^{4} A_i (\log T)^i)}$$

$\varepsilon(T)$, $\varepsilon(20)$ [mm/γ]; T[sec]

Anhang Ib: Für die Auswertung von Variationen benutzte Skalenfaktoren.

Station	Variograph	Zeitraum	ε_H[γ/mm]	ε_Z[γ/mm]	ε_D[γ/mm]
WN	Hauptregistrierung	Sept. - Dez. 1959	6.25	5.50	4.38
WN	Hauptregistrierung	Okt. 1968 - Feb. 1969	6.15	2.98	4.36
HWD	85	Okt. - Nov. 1968	3.55	3.19	2.70
HEP	85	Nov. 1968 - Jan. 1969	3.51	3.18	2.71
WKB	80	Okt. - Dez. 1968	3.18	3.33	2.68
MAH	14	Okt. 1968 - Jan. 1969	2.37	2.73	2.65
LSE	80	Dez. 1968 - Feb. 1969	3.16	3.34	2.75
RUS	85	Jan. - Feb. 1969	3.52	3.18	2.75
RUM	550 794	Sept. - Okt. 1959	2.42	3.19	2.71
HAG	550 794	Okt. - Dez. 1959	2.42	3.15	2.71
GT	Hauptregistrierung	Sept. - Dez. 1959	3.25	1.88	3.12
GT	Hauptregistrierung	Okt. 1968 - Feb. 1969	3.35	2.01	3.12

Tabelle II: Technische Daten einiger Bauteile der mobilen Pulsationsstationen.

Verstärkergalvanometer "Ruhstrat EG6m"

$R_i = 60\ \Omega$	Innenwiderstand
$R_g = 600\ \Omega$	aperiodischer Grenzwiderstand
$C_i = 8.5 \cdot 10^{-9}$ A/mm/m	Stromempfindlichkeit
$T_o = 2.1$ sec	Schwingungsdauer

Registriergalvanometer "Ruhstrat EG4m"

$R_i = 6100\ \Omega$
$R_g = 57000\ \Omega$
$C_i = 1.4 \cdot 10^{-9}$ A/mm/m
$T_o = 1.5$ sec

Schnellschwinggalvanometer "Ruhstrat EG9m"

$R_i = 85\ \Omega$
$R_g = 160\ \Omega$
$C_i = 1.2 \cdot 10^{-7}$ A/mm/m
$T_o = 0.5$ sec

Antrieb der Filmkamera "Dunker Getriebemotor GK26R"

3000 Upm mit Regler
6 V DC 50 mA
Gleitlagerung
Getriebe ZG 40-6, 6000:1

Quarzoszillator "TELCO 212"

Betriebsspannung: 12 V
Ausgangsspannung: 5 V rechteckig
Thermostattemperatur: 60°C
Frequenzkonstanz über einen Tag: besser als $5 \cdot 10^{-8}$

Fotowiderstände "VALVO RPY 17"

Maximum der spektralen Empfindlichkeit bei: 5500 Å
Widerstand bei Beleuchtung mit 50 Lux: 3500 Ω

Variometerdaten sind bei VOELKER [1963] zu finden.

Anhang III: Stationsübersicht

Symbol	Typ	d[km]	λ[°E]	φ[°N]	Aufstellungsort	
WN	P,V	0	9°04'	53°44'	Wingst	Erdmagn. Observ.
HWD	P,V	27	9°00'	53°30'	Heinschenwalde	Forsthaus Hinzel
HEP	P	53	9°07'	53°16'	Hepstedt	Waldschuppen
	V	53	9°05'	53°15'	"	Schulheim
QHN	P	70	9°06'	53°07'	Quelkhorn	Landh. Gollücke
WKB	P,V	79	9°05'	53°02'	Wittkoppenberg	Wasserwerk
MFD	P	96	9°02'	52°52'	Martfeld	Jagdh. v. Hollen
MEM	P	104	9°04'	52°48'	Memsen	Rev.-Försterei
MAH	P,V	111	9°04'	52°45'	Mahlenstorf	Hillmann
HLT	P	116	9°02'	52°42'	Holte	Schule
LIE	P	125	9°05'	52°37'	Liebenau	Rev.-Försterei
SNA	P	135	9°05'	52°32'	Schinna	Domäne
LSE	P	137	9°09'	52°31'	Leese	Jagdhaus
	V	137	9°08'	52°31'	"	Rev.-Försterei
LOC	P	144	9°09'	52°27'	Loccum	Kloster
RUS	P,V	156	9°04'	52°19'	Rusbend	ehem. Rev.-Först.
MBK	P	176	9°02'	52°10'	Möllenbeck	Kloster
RUM	V	176	9°15'	52°09'	Rumbeck	
BLO	P	199	9°06'	51°57'	Blomberg	Hartmann-Paulsen
HAG	V	199	9°13'	51°57'	Hagen	
MKN	V	215	9°40'	51°49'	Mackensen	Forsthaus
GRF	V	226	9°44'	51°43'	Grimmerfeld	Forsthaus
GT	P,V	245	9°58'	51°33'	Göttingen	Inst.f.Geophysik

Typ: P = Pulsationsstation, V = Variationsstation
d: Entfernung von Wingst
λ,φ: geographische Länge und Breite

Anhang IV: Mittelwert und Streuung von Winkeln

Nach MISES [1918] sowie GUMBEL, GREENWOOD und DURAND [1953] kann der Mittelwert von Winkeln wie folgt berechnet werden:

$$\bar{\varepsilon} = \arctan \left(\sum_{\nu=1}^{n} \sin \varepsilon_\nu \Big/ \sum_{\nu=1}^{n} \cos \varepsilon_\nu \right)$$

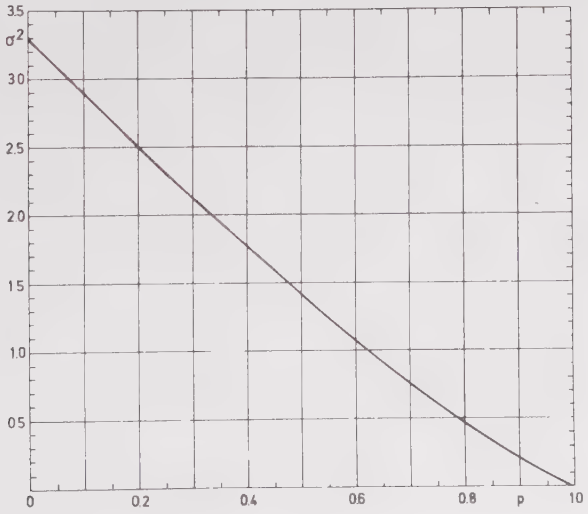
Ein mit der mittleren quadratischen Abweichung vergleichbares Maß σ^2 und den daraus berechneten mittleren Fehler $\Delta\varepsilon$ erhält man durch die Ermittlung eines Parameters

$$p = \frac{1}{n} \cdot \sqrt{\left(\sum_{\nu=1}^{n} \cos \varepsilon_\nu \right)^2 + \left(\sum_{\nu=1}^{n} \sin \varepsilon_\nu \right)^2}$$

und Eingang in die folgende Tabelle oder grafische Darstellung.

p	0.00	0.05	0.10	0.15	0.20	0.25	0.30	0.35	0.40	0.45
σ^2	3.290	3.091	2.895	2.701	2.510	2.321	2.134	1.951	1.770	1.591
$\Delta\varepsilon$	104°	101°	97°	94°	91°	87°	84°	80°	76°	72°

p	0.50	0.55	0.60	0.65	0.70	0.75	0.80	0.85	0.90	0.95
σ^2	1.417	1.245	1.078	0.915	0.758	0.607	0.464	0.332	0.213	0.100
$\Delta\varepsilon$	68°	64°	59°	55°	50°	45°	39°	33°	26°	18°



Anhang Va: Induktionspfeile nach WIESE, Pulsationen

	≤ 25 sec			26 - 30 sec			31 - 35 sec			36 - 40 sec			41 - 50 sec		
	C	ρ	ϑ	C	ρ	θ	C	ρ	θ	C	ρ	θ	C	ρ	θ
WN	0.100	0.030	- 51	0.105	0.068	34	0.144	0.106	113	0.126	0.083	121	0.115	0.059	124
HWD													0.055	0.017	- 85
[illegible]				0.142	0.009	-108				0.040	0.011	- 52	0.034	0.014	- 47
[illegible]													0.032	0.017	7
WKB										0.168	0.044	- 90	0.025	0.024	-101
[illegible]							0.073	0.012	152	0.110	0.022	179	0.103	0.015	170
[illegible]													0.088	0.017	-130
[illegible]				0.115	0.019	- 29	0.127	0.028	11	0.101	0.028	13	0.084	0.027	26
[illegible]				0.090	0.011	144	0.119	0.009	143	0.134	0.024	135	0.112	0.026	165
LIL	0.177	0.008	160	0.174	0.031	168	0.174	0.016	172	0.159	0.018	174	0.151	0.012	174
SNA				0.175	0.009	-161	0.172	0.009	-157	0.205	0.016	147	0.122	0.023	-172
LSE				0.165	0.007	169				0.158	0.010	174	0.158	0.031	177
LOC				0.187	0.016	152	0.223	0.024	131	0.141	0.029	-174	0.120	0.029	159
RUS				0.098	0.007	-179				0.083	0.004	155	0.062	0.008	168
MBK				0.039	0.015	174	0.251	0.088	103	0.072	0.033	151	0.089	0.035	102
BLO				0.289	0.026	132				0.242	0.046	-122	0.244	0.026	-139
GT	0.300	0.106	89	0.373	0.146	83	0.283	0.069	105	0.285	0.082	95	0.244	0.094	102

Anhang Vb: Induktionspfeile nach WIESE, Pulsationen

	51 - 60 sec			61 - 80 sec			81 - 120 sec			121 - 200 sec			> 200 sec		
	C	ρ	θ	C	ρ	θ	C	ρ	θ	C	ρ	θ	C	ρ	θ
WN	0.083	0.037	135	0.059	0.028	153	0.054	0.018	154	0.074	0.036	-171	0.082	0.058	172
HWD	0.072	0.016	- 76	0.067	0.005	- 55	0.075	0.019	- 71	0.078	0.024	- 87	0.063	0.012	- 65
HEP	0.045	0.024	- 44	0.031	0.011	- 43	0.037	0.026	- 23	0.044	0.025	- 13	0.028	0.019	- 49
QHN	0.034	0.011	- 5	0.035	0.015	7	0.034	0.015	- 1	0.041	0.021	- 18	0.060	0.044	- 16
WKB	0.068	0.045	-130	0.082	0.043	-128	0.075	0.037	-131	0.082	0.048	-150	0.076	0.048	-129
MFD	0.101	0.013	168	0.108	0.013	171	0.117	0.013	163	0.124	0.028	175	0.102	0.034	177
MEM	0.087	0.007	-164	0.085	0.008	-167	0.079	0.019	-172	0.080	0.018	-171	0.090	0.022	-140
MAH	0.087	0.033	6	0.150	0.091	4	0.050	0.038	96	0.071	0.044	145	0.036	0.031	90
HLT	0.105	0.017	174	0.094	0.016	177	0.095	0.016	163	0.112	0.045	-173	0.130	0.047	-173
LIE	0.144	0.032	-177	0.123	0.022	-175	0.114	0.024	171	0.112	0.050	159	0.092	0.063	165
SNA	0.112	0.032	-168	0.094	0.021	-168	0.070	0.019	-162	0.071	0.060	-133	0.097	0.079	141
LSE	0.129	0.015	177	0.128	0.026	169	0.064	0.015	-170	0.099	0.032	121	0.061	0.025	147
LOC	0.103	0.027	151	0.057	0.023	155	0.063	0.019	132	0.061	0.042	123	0.148	0.072	148
RUS	0.072	0.015	151	0.052	0.013	142	0.038	0.012	149	0.096	0.003	122	0.092	0.069	80
MBK	0.077	0.019	63	0.108	0.009	49	0.194	0.116	84	0.194	0.129	48	0.174	0.136	-174
BLO	0.291	0.044	-152	0.341	0.019	-144	0.389	0.075	-147	0.429	0.100	-153	0.720	0.155	-116
GT	0.242	0.073	102	0.246	0.084	100	0.255	0.088	105	0.251	0.099	111	0.230	0.087	125

Anhang Vc: Induktionspfeile nach WIESE, Variationen

	≤ 6 min			7 - 10 min			11 - 20 min			21 - 30 min		
	C	ρ	θ	C	ρ	θ	C	ρ	θ	C	ρ	θ
WIT	0.079	0.071	-141	0.087	0.079	- 10	0.268	0.077	32	0.338	0.059	53
HWD	0.086	0.024	- 62	0.265	0.166	-149	0.154	0.031	- 40	0.352	0.069	26
HDF							0.036	0.023	- 87	0.068	0.005	- 20
MND	0.081	0.018	-149	0.047	0.009	168	0.055	0.011	174	0.060	0.006	-157
MAB	0.091	0.059	170	0.076	0.047	149	0.134	0.034	158	0.228	0.046	-170
LSB	0.176	0.112	146	0.144	0.006	77	0.231	0.053	161	0.378	0.036	-180
RUS	0.187	0.155	40	0.237	0.014	63	0.500	0.093	150	0.682	0.065	-178
RUH	0.104	0.032	124	0.198	0.022	116	0.503	0.219	167	0.780	0.261	-166
HAG	0.516	0.071	-152	0.482	0.013	-154	0.631	0.041	-135	0.589	0.039	-156
GT	0.271	0.063	120	0.319	0.062	143	0.444	0.113	160	0.439	0.060	160
MSN	0.598	0.474	169				0.698	0.339	-157	0.620	0.155	-141
GRF	0.550	0.260	-167				0.652	0.254	-154	0.556	0.134	-146
	4 - 8 min						9 - 17 min			18 - 35 min		

Anhang Vd: Induktionspfeile nach WIESE, Variationen

	31 - 50 min			51 - 70 min			70 - 100 min			> 100 min		
	C	ρ	θ	C	ρ	θ	C	ρ	θ	C	ρ	θ
WN	0.468	0.097	58	0.421	0.125	22	0.467	0.197	72	0.398	0.238	42
HWD	0.329	0.027	25	0.518	0.078	71	0.299	0.030	48	0.253	0.056	32
HEP	0.083	0.037	3	0.118	0.030	21	0.138	0.009	40	0.108	0.039	41
WKB	0.040	0.010	-169	0.040	0.018	175	0.036	0.015	177	0.123	0.068	149
MAH	0.282	0.051	-163	0.284	0.060	-177	0.281	0.016	-155	0.307	0.020	-168
LSE	0.474	0.060	-153	0.474	0.105	-169	0.426	0.047	-152			
RUS	0.643	0.073	-146	0.641	0.115	-172	0.585	0.065	-128			
RUM	0.648	0.068	-167	0.627	0.138	-171	0.285	0.158	- 98	0.416	0.135	-130
HAG	0.558	0.063	-144	0.505	0.077	-106	0.432	0.046	-126	0.465	0.106	-140
GT	0.373	0.049	169	0.281	0.142	151	0.278	0.095	129	0.263	0.102	166

MKN				0.527	0.148	-140	0.462	0.151	-140			
GRF				0.423	0.117	-139	0.385	0.109	-152			
				36 - 70 min			71 - 150 min					

Anhang VIa: Komplexe Übertragungskoeffizienten (vgl. Kap.4.5); Variationen; 0.5 cph (71-150 min)

	A_u	A_v	B_u	B_v	C_u	θ_u	C_v	θ_v	ρ
WN	0.083	0.210	0.259	-0.102	0.277	70	0.233	- 26	0.159
WND	-0.092	-0.085	0.370	-0.079	0.372	95	0.116	-137	0.041
NDP	0.071	0.042	0.021	-0.116	0.074	17	0.123	- 70	0.050
WAT	-0.041	0.038	-0.002	-0.029	0.041	-177	0.048	- 37	0.030
MAH	-0.102	0.117	-0.031	0.052	0.204	-171	0.128	24	0.030
LSA	-0.081	0.190	-0.099	-0.022	0.394	-165	0.122	- 11	0.063
RUS	-0.155	0.002	-0.158	0.072	0.577	-164	0.072	89	0.099
PUM	-0.462	0.012	-0.352	-0.034	0.505	-136	0.036	- 71	0.129
WAS	-0.359	-0.013	-0.297	-0.109	0.463	-140	0.109	- 97	0.088
MKN	-0.288	-0.158	-0.262	-0.050	0.389	-138	0.166	-162	0.081
GRF	-0.255	-0.164	-0.090	-0.035	0.270	-161	0.168	-168	0.084
GT	-0.132	0.018	0.054	-0.022	0.238	167	0.028	- 51	0.109

Anhang VIb: Komplexe Übertragungskoeffizienten (vgl. Kap.4.5); Variationen; 1 cph (36-70 min)

	A_u	A_v	B_u	B_v	C_u	θ_u	C_v	θ_v	ρ
WN	0.171	0.089	0.194	-0.185	0.259	49	0.205	- 64	0.074
HWD	0.128	-0.010	0.025	-0.236	0.130	11	0.236	- 92	0.045
HEP	0.020	-0.031	0.013	-0.059	0.024	33	0.066	-118	0.015
WKB	-0.019	0.017	-0.025	0.009	0.031	-128	0.019	29	0.006
MAH	-0.100	0.150	-0.064	0.051	0.119	-147	0.159	19	0.047
LSE	-0.271	0.256	-0.174	0.053	0.322	-147	0.261	12	0.089
RUS	-0.367	0.348	-0.236	0.110	0.436	-147	0.365	18	0.109
RUM	-0.390	0.202	-0.125	0.143	0.410	-162	0.247	35	0.096
HAG	-0.425	0.106	-0.331	0.008	0.538	-142	0.106	4	0.100
MKN	-0.397	-0.016	-0.345	-0.055	0.526	-139	0.058	-107	0.170
GRF	-0.411	-0.125	-0.237	-0.020	0.475	-150	0.126	-171	0.128
GT	-0.303	-0.012	0.061	0.002	0.309	169	0.012	171	0.077

Anhang VIc: Komplexe Übertragungskoeffizienten (vgl. Kap. 4.5); Variationen; 2 cph(18-35 min)

	A_u	A_v	B_u	B_v	C_u	θ_u	C_v	θ_v	ρ
WI	0.172	-0.064	0.134	-0.095	0.218	38	0.114	-124	0.077
[illegible]	[illegible]	-0.091	-0.006	-0.095	0.074	- 5	0.132	-134	0.033
[illegible]	[illegible]	-0.020	-0.009	-0.022	0.017	- 33	0.029	-132	0.014
[illegible]E	-0.[illegible]	0.009	0.006	0.008	0.046	173	0.011	42	0.012
[illegible]AF	-0.[illegible]	0.085	0.006	0.056	0.053	173	0.102	34	0.023
[illegible]GA	-0.[illegible]	0.202	-0.024	0.059	0.195	-173	0.210	16	0.032
[illegible]S	-0.[illegible]	0.349	-0.044	0.082	0.286	-171	0.358	13	0.052
[illegible]DE	-0.226	0.309	-0.040	0.090	0.229	-170	0.322	16	0.096
HAG	-0.429	0.235	-0.272	0.083	0.508	-148	0.253	19	0.083
[illegible]MO	-0.[illegible]	0.109	-0.370	0.115	0.586	-141	0.158	46	0.187
CRF	-0.501	-0.044	-0.250	0.102	0.559	-154	0.111	114	0.142
CI	-0.[illegible]	0.015	0.084	0.058	0.364	167	0.060	76	0.077

Anhang VId: Komplexe Übertragungskoeffizienten (vgl. Kap.4.5); Variationen; 5 cph (9-17 min)

	A_u	A_v	B_u	B_v	C_u	θ_u	C_v	θ_v	ρ
WN	0.043	-0.113	0.048	-0.072	0.065	48	0.134	-148	0.065
HWD	0.010	-0.073	-0.018	-0.042	0.020	- 62	0.085	-150	0.029
HEP	-0.008	-0.009	-0.012	-0.011	0.015	-124	0.014	-131	0.007
WKB	-0.041	0.014	0.009	0.000	0.042	168	0.014	- 2	0.012
MAH	-0.019	0.050	0.017	0.029	0.026	137	0.058	30	0.022
LSE	-0.046	0.142	0.033	0.029	0.057	145	0.145	12	0.031
RUS	-0.045	0.197	0.082	0.044	0.093	119	0.201	13	0.043
RUM	-0.107	0.204	0.054	0.058	0.120	153	0.212	16	0.086
HAG	-0.223	0.126	-0.215	0.260	0.309	-136	0.289	64	0.021
MKN	-0.381	0.164	-0.197	0.206	0.429	-153	0.264	52	0.296
GRF	-0.429	0.142	-0.140	0.217	0.451	-162	0.259	57	0.255
GT	-0.271	-0.016	0.130	0.107	0.300	154	0.108	98	0.108

Anhang VIe: Komplexe Übertragungskoeffizienten (vgl. Kap. 4.5); Variationen; 10 cph (5-8 min)

	A_u	A_v	B_u	B_v	C_u	θ_u	C_v	θ_v	ρ
WN	-0.010	-0.063	-0.007	-0.029	0.012	-144	0.069	-155	0.036
[illegible]E	0.001	-0.028	-0.047	0.008	0.047	- 88	0.029	164	0.037
HEP	0.022	-0.006	-0.013	0.011	0.026	- 31	0.013	116	0.019
WHE	-0.028	0.026	-0.013	-0.013	0.031	-156	0.029	- 26	0.017
MAH	-0.017	0.034	0.010	-0.002	0.020	151	0.034	- 3	0.025
LDE	0.018	0.081	0.036	0.027	0.040	64	0.085	18	0.016
KUS	0.035	0.145	0.019	0.037	0.040	29	0.149	14	0.029
RUM	-0.050	0.053	0.081	-0.025	0.095	122	0.058	- 25	0.028
HAG	-0.377	0.187	-0.121	0.049	0.396	-162	0.193	15	0.062
MKN	-0.185	0.079	0.064	0.155	0.196	161	0.174	63	0.231
GRF	-0.147	0.040	-0.038	0.021	0.152	-165	0.045	28	0.148
GT	-0.221	-0.008	0.171	0.062	0.279	142	0.062	98	0.063

Anhang VIf: Komplexe Übertragungskoeffizienten (vgl. Kap. 4.5); Pulsationen; 20 cph (131-300 sec)

	A_u	A_v	B_u	B_v	C_u	θ_u	C_v	θ_v	ρ
WN	-0.043	-0.032	0.006	-0.020	0.043	172	0.038	-149	0.035
HWD	0.014	0.000	-0.067	0.015	0.068	- 78	0.015	92	0.031
HEP	0.017	0.007	-0.016	0.002	0.023	- 44	0.007	20	0.018
QHN	0.019	0.019	-0.010	0.001	0.021	- 27	0.019	3	0.020
WKB	-0.046	0.045	-0.050	-0.007	0.068	-132	0.045	- 9	0.042
MFD	-0.107	0.005	0.025	-0.017	0.110	167	0.018	- 74	0.037
MEM	-0.075	-0.008	-0.014	-0.017	0.077	-170	0.019	-115	0.026
MAH	-0.011	0.033	0.012	-0.005	0.016	133	0.034	- 9	0.027
HLT	-0.080	0.012	0.007	0.017	0.080	175	0.021	57	0.050
LIE	-0.089	-0.022	0.030	-0.023	0.094	161	0.032	-133	0.056
SNA	-0.031	0.002	0.005	-0.040	0.031	171	0.040	- 87	0.047
LSE	-0.038	-0.004	0.034	0.007	0.051	139	0.008	116	0.029
LOC	-0.037	0.038	0.035	-0.021	0.051	136	0.043	- 29	0.046
RUS	-0.013	0.059	0.036	0.010	0.039	109	0.059	10	0.035
MBK	-0.023	0.113	0.049	0.014	0.054	115	0.113	7	0.073
BLO	-0.241	0.157	-0.148	0.101	0.282	-148	0.187	33	0.131
GT	-0.112	0.077	0.172	0.070	0.205	123	0.104	43	0.087

Anhang VI g: Komplexe Übertragungskoeffizienten (vgl. Kap. 4.5); Pulsationen; 40 cph (81-130 sec)

	A_u	A_v	B_u	B_v	C_u	θ_u	C_v	θ_v	ρ
WN	-0.046	0.010	0.005	-0.029	0.047	174	0.030	- 71	0.019
HWD	0.011	-0.023	-0.046	0.026	0.047	- 76	0.034	131	0.021
HEP	0.016	0.001	-0.011	-0.002	0.020	- 34	0.002	- 66	0.017
QHN	0.024	0.010	-0.003	-0.001	0.024	- 8	0.010	- 3	0.015
WKB	-0.027	0.057	-0.045	-0.005	0.053	-121	0.057	- 5	0.021
MIL	-0.110	0.023	0.024	-0.024	0.112	168	0.033	- 46	0.017
MEM	-0.085	0.013	-0.017	-0.032	0.087	-169	0.035	- 68	0.018
MAH	0.000	0.045	0.008	-0.008	0.008	87	0.046	- 10	0.017
HWT	-0.086	0.016	0.019	-0.003	0.088	167	0.016	- 10	0.026
LIE	-0.107	-0.031	0.023	-0.024	0.109	168	0.040	-142	0.029
SNA	-0.043	-0.032	-0.008	-0.006	0.044	-170	0.032	-169	0.018
LSE	-0.056	-0.018	-0.011	-0.008	0.057	169	0.020	-155	0.017
LOC	-0.033	-0.015	0.045	0.017	0.056	126	0.022	132	0.021
RUS	-0.027	0.003	0.018	-0.011	0.032	147	0.012	- 76	0.013
MBK	0.009	0.069	0.067	0.038	0.067	83	0.070	33	0.026
BLO	-0.187	0.170	-0.117	0.092	0.204	-145	0.193	29	0.050
GT	-0.081	0.076	0.206	0.067	0.222	112	0.101	42	0.059

Anhang VIh: Komplexe Übertragungskoeffizienten (vgl. Kap.4.5); Pulsationen; 60 cph (51-80 sec)

	A_u	A_v	B_u	B_v	C_u	θ_u	C_v	θ_v	ρ
WN	-0.036	0.029	-0.001	-0.035	0.036	-178	0.045	- 50	0.017
HWD	-0.002	-0.018	-0.028	0.015	0.028	- 93	0.023	141	0.019
HEP	0.021	-0.004	-0.021	0.001	0.030	- 45	0.004	166	0.017
QHN	0.030	-0.007	-0.002	0.007	0.030	- 4	0.010	134	0.017
WKB	-0.008	0.052	-0.048	0.002	0.049	- 99	0.053	2	0.023
MFD	-0.095	0.036	0.013	-0.019	0.096	172	0.041	- 28	0.017
MEM	-0.075	0.014	-0.035	-0.007	0.083	-155	0.015	- 27	0.016
MAH	0.020	0.048	0.007	0.000	0.021	20	0.048	- 1	0.017
HLT	-0.087	0.027	0.012	0.007	0.088	172	0.027	14	0.022
LIE	-0.124	-0.016	0.010	-0.023	0.125	175	0.030	-122	0.036
SNA	-0.071	-0.042	-0.013	-0.016	0.073	-169	0.045	-159	0.027
LSE	-0.083	-0.059	0.006	-0.005	0.083	176	0.059	-175	0.027
LOC	-0.056	-0.033	0.047	0.011	0.073	140	0.035	161	0.034
RUS	-0.046	-0.014	0.028	-0.009	0.054	148	0.017	-149	0.015
MBK	0.021	0.024	0.061	0.035	0.065	71	0.042	56	0.026
BLO	-0.117	0.129	-0.110	0.103	0.160	-137	0.165	39	0.030
GT	-0.063	0.059	0.206	0.058	0.215	107	0.083	45	0.057

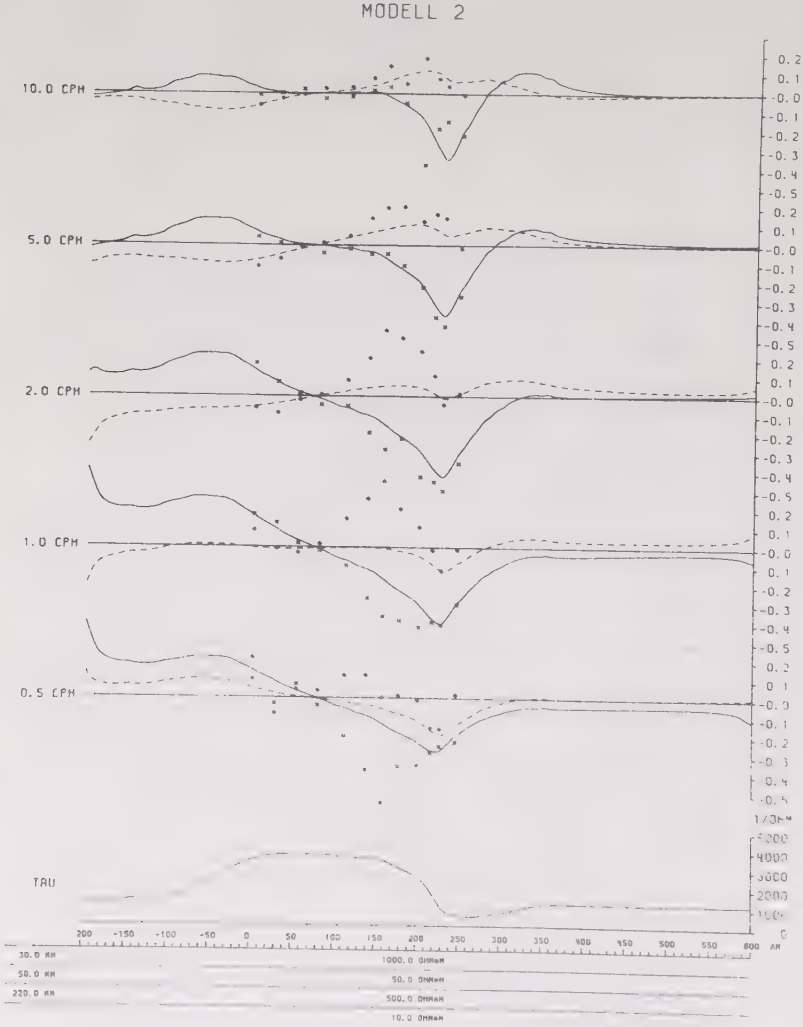
Anhang VIi: Komplexe Übertragungskoeffizienten (vgl. Kap.4.5); Pulsationen; 90 cph (31-50 sec)

	A_u	A_v	B_u	B_v	C_u	θ_u	C_v	θ_v	ρ
WN	-0.015	0.037	-0.008	-0.037	0.017	-153	0.052	- 45	0.019
HWD	-0.003	-0.014	-0.031	0.012	0.031	- 95	0.018	140	0.016
HEP	0.020	-0.005	-0.019	0.003	0.028	- 44	0.006	149	0.015
QHN	0.024	-0.006	0.000	0.008	0.024	0	0.010	129	0.018
WKB	0.008	0.039	-0.036	0.006	0.037	- 77	0.039	8	0.028
MFD	-0.085	0.035	0.009	-0.021	0.085	174	0.041	- 31	0.022
MEM	-0.048	0.022	-0.030	0.016	0.056	-148	0.028	36	0.025
MAH	0.039	0.045	0.007	0.006	0.040	10	0.045	7	0.023
HLT	-0.077	0.037	0.043	0.013	0.088	151	0.039	20	0.024
LIE	-0.153	0.024	0.006	-0.005	0.153	178	0.024	- 11	0.031
SNA	-0.120	-0.044	-0.017	-0.017	0.122	-172	0.047	-159	0.032
LSE	-0.135	-0.046	0.016	-0.025	0.136	173	0.052	-151	0.039
LOC	-0.102	-0.053	0.048	0.039	0.113	155	0.065	144	0.036
RUS	-0.067	-0.011	0.036	-0.016	0.076	152	0.019	-124	0.018
MBK	-0.009	-0.022	0.101	0.018	0.102	95	0.028	141	0.054
BLO	-0.107	0.063	-0.084	0.059	0.136	-142	0.086	43	0.041
GT	-0.042	-0.003	0.214	0.068	0.218	101	0.068	93	0.104

Anhang VIj: Komplexe Übertragungskoeffizienten (vgl. Kap.4.5); Pulsationen; 150 cph (21-31 sec)

	A_u	A_v	B_u	B_v	C_u	θ_u	C_v	θ_v	ρ
WN	0.007	0.036	-0.020	-0.033	0.021	- 70	0.049	- 43	0.026
HWD	-0.009	-0.001	-0.044	0.005	0.045	-102	0.005	99	0.027
HEP	0.016	-0.006	-0.015	0.009	0.022	- 45	0.011	126	0.020
QHN	0.014	0.004	0.005	0.019	0.015	22	0.020	77	0.022
WKB	0.021	0.018	-0.028	0.007	0.035	- 53	0.019	21	0.031
MFD	-0.051	0.040	0.002	-0.013	0.051	178	0.042	- 19	0.046
MEM	-0.053	-0.004	-0.032	0.038	0.062	-149	0.038	96	0.044
MAH	0.047	0.023	0.019	-0.003	0.051	22	0.023	- 6	0.041
HLT	-0.058	0.025	0.043	0.003	0.072	144	0.025	6	0.038
LIE	-0.144	0.056	0.003	0.005	0.144	179	0.057	5	0.051
SNA	-0.131	-0.001	-0.038	-0.005	0.136	-164	0.005	-100	0.065
LSE	-0.141	0.014	-0.009	-0.041	0.141	-176	0.043	- 72	0.062
LOC	-0.119	-0.028	0.064	0.043	0.136	152	0.052	123	0.046
RUS	-0.066	0.006	0.011	-0.026	0.067	171	0.027	- 77	0.035
MBK	-0.023	-0.011	0.049	-0.014	0.054	115	0.018	-128	0.041
BLO	-0.115	0.044	-0.125	0.076	0.170	-133	0.088	60	0.055
GT	-0.025	0.005	0.218	0.046	0.219	97	0.046	84	0.147

Anhang VII: Modell 2 mit einem geglätteten Verlauf der integrierten Leitfähigkeit über 4 homogenen Schichten.



Literaturverzeichnis

ANGENHEISTER, G.: Die Registrierung und Diskussion erdmagnetischer Pulsationen. Gerl. Beitr., 64, 108-132, 1954.

BARTELS, J.: Erdmagnetisch erschließbare lokale Inhomogenitäten der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund. Nachr. Akad.d.Wiss., Göttingen, Math.-Phys. Kl.Abt.IIa, 5, 95-100, 1954.

BJÖRNSSON, A., O. HILLEBRAND and H. VOELKER: First observational results of geomagnetic pi2 and pc5 pulsations on a north-south profile through Europe. Z. Geophysik, 37, 1031-1042, 1971.

CAGNIARD, L.: Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. Geophysics, 18, 605-635, 1953.

CHAPMAN, S. and J. BARTELS: Geomagnetism, Oxford, 1940.

FLATHE, H. und RÜLKE, O.: Übersicht über Werte der Horizontal-Leitfähigkeit, berechnet aus Bohrlochmessungen in Niedersachsen. Protokoll über das Symposion "Erdmagnetische Tiefensondierung" in Salzgitter-Lebenstedt, 109-117, 1963.

FLEISCHER, U.: Charakteristische erdmagnetische Baystörungen in Mitteleuropa und ihr innerer Anteil. Z.f. Geophysik, 20, 120-136, 1954.

GRENET, G.: Variomètre électromagnétique pour l'enregistrement des variations rapides du champ magnétique terrestre. Ann. de Géophys., 5, No.3, 188-195, 1949.

GUMBEL, E.J., J.A. GREENWOOD and D. DURAND: The circular normal distribution: Theory and tables. American Statistical Ass. Journal, 3, 131-152, 1953.

HESSE, D.: Erdmagnetische Tiefensondierung im Gebiet des Teutoburger Waldes. Diplomarbeit Inst. für Geophysik u. Meteorologie, Techn. Univ. Braunschweig, 1967.

JAESCHKE, R.: Registrierung von Pulsationen im südlichen Niedersachsen als Beitrag zur erdmagnetischen Tiefensondierung. Mitt. Max-Planck-Inst. Aeronomie, Nr. 12, 1963.

KREMSER, G.: Ergebnisse erdmagnetischer Tiefensondierung in der Umgebung von Göttingen. Z. Geophysik, 28, 1-10, 1962.

LAHIRI, B.N. and A.T. PRICE: Electromagnetic induction in non-uniform conductors and the determination of the conductivity of the earth from terrestrial magnetic variations. Philos. Trans. R. Soc. Lond., Ser. A, 237: 509-540, 1939.

LOSECKE, W.: Über die Bestimmung von Salzstockgrenzflächen mit Hilfe der Magnetotellurik. Z. Geophysik, 38, 959-962, 1972.

MEYER, O.: Über eine besondere Art von erdmagnetischen Bay-Störungen. Deutsche Hydrogr. Zeitschrift, 4, 61-65, 1951.

MISES, R. von: Über die Ganzzahligkeit der Atomgewichte und verwandte Fragen. Physik. Zeitschr., 19, 490-500, 1918.

PALANDT, M.: Tonbandregistrierungen und Auswertung erdmagnetischer Pulsationen im Bereich der Göttinger D-Anomalie. Diplomarbeit, Math.-Nat. Fak. Göttingen, 1969.

PARKINSON, W.D.: Directions of rapid geomagnetic fluctuations. Geophys. J., 2, 1-14, 1959.

RIKITAKE, T., T. YOKOYAMA and Y. HISHIYAMA: The anomalous behaviour of geomagnetic variations of short period in Japan and its relations to the subterranean structure. Bull. Earth. Res. Inst., 30, 207, 1952.

SCHEELKE, I.: Magnetotellurische Messungen im Rheingraben und ihre Deutung mit zweidimensionalen Modellen. Inst. f. Geophysik u. Meteorologie der TU Braunschweig, GAMMA 20, 1972.

SCHEUBE, H.-G.: Entwicklung und Erprobung eines Auswerteverfahrens für die erdmagnetische Tiefensondierung. Diss., naturw.-philosoph. Fak. TH Braunschweig, 1965.

SCHMUCKER, U.: Erdmagnetische Tiefensondierung in Deutschland 1957-59; Magnetogramme und erste Auswertung. Abhandl. Akad. Wiss. in Göttingen, Math.-Phys. Klasse. Beiträge zum Internationalen Geophysik. Jahr, 5, 1959.

SCHMUCKER, U.: Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States. Bull. Scripps Inst. Ocean. Univ. Calif., 13, 1970.

SCHMUCKER, U.: Interpretation of induction anomalies above nonuniform surface layers. Geophysics, 36, 156-165, 1971a.

SCHMUCKER, U.: Neue Rechenmethoden zur Tiefensondierung. Protokoll Kolloquium "Erdmagnetische Tiefensondierung" Rothenberge/Westf., 1-39, 1971b.

SCHMUCKER, U. and J. JANKOWSKI: Geomagnetic induction studies and the electrical state of the upper mantle. A.R. Ritsema (Editor), The Upper Mantle. Tectonophysics, 13 (1-4): 233-256, 1972.

SCHULZE, G.A. und O. FÖRTSCH: Die seismischen Beobachtungen bei der Sprengung auf Helgoland am 18. April 1947 zur Erforschung des tieferen Untergrundes. Geol. Jb., 64, 205-242, 1950.

SIEBERT, M. und W. KERTZ: Zur Zerlegung eines lokalen erdmagnetischen Feldes in äußeren und inneren Anteil. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. Abt. IIa, 87-112, 1957.

SIEBERT, M.: Bemerkungen zur Untersuchung der Norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie. Protokoll über das Symposion "Erdmagnetische Tiefensondierung" in Goslar, 108-129, 1965.

SIEBERT, M.: Zur Verwendung von Induktionspfeilen bei der erdmagnetischen Tiefensondierung. Protokoll über das Kolloquium "Erdmagnetische Tiefensondierung" in Reinhausen bei Göttingen, 163-175, 1969.

SPITTA, P.: Modellversuche zur erdmagnetischen Induktion in Leitfähigkeitsanomalien. Diplomarbeit, Math.-Nat. Fak. Göttingen, 1963.

STEVELING, E.: Erdmagnetische Tiefensondierung mit 9 gleichzeitig registrierenden Pulsationsstationen zwischen Göttingen und Goslar. Z. Geophysik, 32, 422-433, 1966.

UNTIEDT, J.: Über den linearen Zusammenhang zwischen den Komponenten erdmagnetischer Variationen und seine Bedeutung für die erdmagnetische Tiefensondierung. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., Abt.IIa, 1-24, 1964.

UNTIEDT, J.: Conductivity Anomalies in Central and Southern Europe. J. Geomagn. and Geoelectricity, 22, No. 1-2, 131-149, 1970.

VOELKER, H.: Zur Breitenabhängigkeit erdmagnetischer Pulsationen. Mitt. Max-Planck-Inst. Aeronomie, Nr.11, 1963.

VOPPEL, D.: Ergebnisse der Geländemessungen des DHI. Protokoll über das Symposion "Erdmagnetische Tiefensondierung" in Kassel, 6-9, 1962.

VOZOFF, K. and C.M. SWIFT, Jr.: Magnetotelluric measurements in the North German basin. Geophys. Prosp., 16, 454-473, 1968.

WEIDELT, P.: Modellrechnungen zur Deutung der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie als oberflächennahe Leitfähigkeitsänderung. Diplomarbeit, Institut für Geophysik, Göttingen, 1966.

WIESE, H.: Geomagnetische Tiefentellurik. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Geomagn. Inst. Potsdam, Abh. 36, 1965.

WINTER, R.: Registrierung und Auswertung erdmagnetischer Variationen zur Untersuchung der Göttinger Leitfähigkeitsanomalie. Diplomarbeit, Math.-Nat. Fak., Göttingen, 1966.

WINTER, R.: Numerisches Filtern von Baystörungen und Ermittlung des geomagnetischen Induktionspfeils durch Ausgleichsrechnung. Protokoll über das Kolloquium "Erdmagnetische Tiefensondierung" in Reinhausen bei Göttingen, 64-77, 1969.

WINTER, R.: Modellrechnungen und Inversionsverfahren angewandt auf Registrierungen erdmagnetischer Variationen auf einem Profil über den Oberrheingraben. Protokoll über das Kolloquium "Erdmagnetische Tiefensondierung" in Rothenberge/Westf., 195-226, 1971.

ZERBST, E.: Modell zur Deutung der unterschiedlichen Registrierungen von ΔZ in Niemegk und Wingst. Protokoll über das Symposion "Erdmagnetische Tiefensondierung" in Kassel, 30-33, 1962.

Die vorliegende Dissertation wurde am Institut für Geophysik der Universität Göttingen angefertigt. Dem Direktor des Instituts, Herrn Prof. Dr. M. Siebert, danke ich herzlich für die Anregung und vielseitige Förderung der Arbeit.

Herr Dr. U. Schmucker und Herr Dr. H. Voelker gaben mir wertvolle Hinweise für die Modellrechnung und die experimentellen Arbeiten und halfen darüberhinaus bei der Durchsicht des Manuskriptes.

Gedankt sei ferner den Angehörigen der mechanischen Werkstatt des Instituts sowie den zahlreichen Helfern an den Außenstationen, ohne deren tatkräftige Hilfe die Geländemessungen nicht möglich gewesen wären.

Die Messungen sind von der Deutschen Forschungsgemeinschaft großzügig finanziell unterstützt worden. Die numerischen Rechnungen erfolgten mit der UNIVAC 1108 der Gesellschaft für wissenschaftliche Datenverarbeitung in Göttingen.

L e b e n s l a u f

Am 9.Oktober 1938 wurde ich in Bochum als Sohn des Grubeninspektors Emil Steveling und seiner Ehefrau Mary Steveling, geb. Denker, geboren. Nach der Grundschule besuchte ich von 1949 bis zum Abitur 1958 das Heinrich-von-Kleist-Gymnasium in Bochum. Mit dem Sommersemester 1958 begann ich das Studium der Physik an der Universität Göttingen und bestand hier zu Beginn des Wintersemesters 1961/62 die Vordiplomprüfung. Nach Anfertigung der Diplomarbeit am Institut für Geophysik der Universität legte ich am Ende des Wintersemesters 1965/66 die Diplomprüfung in Physik ab. Seit 1969 bin ich als wiss. Mitarbeiter bzw. Assistent am Institut für Geophysik tätig. Ich bin seit 1966 verheiratet und habe zwei Kinder.